N° d'ordre : 73.

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE MARSEILLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES

PAR

Simone GUEIRARD
Chef de Travaux à la Faculté des Sciences de Marseille

1re Thèse. — « Description pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures (Var) ».

2e Thèse. — « Propositions données par la Faculté ».

Soutenues le 15 juin 1957 devant la Commission d'examen.

Doyen CHOUX — *Président.*

MM. CORROY, GOUVERNET, JUNG — *Examinateurs.*

1957

N° d'ordre : 73.

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE MARSEILLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES

PAR

Simone GUEIRARD
Chef de Travaux à la Faculté des Sciences de Marseille

1re Thèse. — « Description pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures (Var) ».

2e Thèse. — « Propositions données par la Faculté ».

Soutenues le 15 juin 1957 devant la Commission d'examen.

Doyen CHOUX *Président.*

MM. CORROY, GOUVERNET, JUNG } *Examinateurs.*

Digitized by the Internet Archive
in 2026

BIBLIOTHEEK
LEIDEN

https://archive.org/details/IA41545820_0035

AVANT-PROPOS

« C'est un devoir infiniment agréable pour moi, au début de ce travail, de remercier les maîtres qui m'ont aidée à le réaliser.

« Etudiante à la Faculté des Sciences de Marseille, et tout spécialement du Laboratoire de Géologie, attachée à ce Laboratoire depuis 1945 comme aide-technique d'abord, comme Assistante ensuite, c'est à mon Maître, Monsieur le Doyen Corroy que je dois ma formation géologique première, centrée sur la stratigraphie et la tectonique provençales.

« L'étude des terrains cristallins du Massif des Maures qu'il me proposa comme sujet de thèse en 1947, me permit d'acquérir des connaissances tant minéralogiques que pétrographiques puisées aux sources des différents laboratoires spécialisés. Sur le terrain de nombreuses courses m'initièrent ensuite aux questions posées par les massifs hercyniens français. Monsieur le Doyen Corroy, m'a grandement facilité ces divers contacts. Je le prie de trouver dans ce mémoire le témoignage de ma profonde reconnaissance.

« En 1948-49, Madame E. Jeremine, Maître de Conférence au C.N.R.S., me reçut parmi ses élèves. Lors d'un stage au Museum National d'Histoire Naturelle, j'appris les premières notions de pétrographie, je veux lui exprimer ici toute ma gratitude.

« Mes premiers levés de terrain datent du printemps 1949. Cette même année, Monsieur le Professeur Jung accepta de diriger mon travail de thèse, et cette étude lui doit beaucoup. Avec une sollicitude dont je ne saurais assez le remercier, il n'a cessé d'encourager mes recherches et de compléter mes connaissances pétrogra-

phiques en m'acceuillant à son Laboratoire de la Sorbonne, et en m'accompagnant sur le terrain.

« L'excursion du Certificat de Pétrographie de la Sorbonne que je dirigeai en 1956 fut pour moi du plus grand intérêt par les problèmes qui y furent traités.

« Je désire également exprimer ma gratitude à Messieurs les Professeurs P. Pruvost, P. Fallot, M. Roques, P. Lapadu-Hargues, R. Michel pour leur accueil si bienveillant et l'intérêt qu'ils ont témoigné à mon travail.

« Enfin qu'il me soit permis de dire aussi un merci très cordial à Monsieur le Professeur Gouvernet, à Madame Taxy-Fabre et à mes collègues du Laboratoire de Géologie de Marseille pour leur aide et l'intérêt avec lequel ils ont suivi l'élaboration de ce mémoire.

Marseille, avril 1957.

INTRODUCTION

I. — APERÇU GEOGRAPHIQUE

Le Massif des Maures, objet de cette étude, constitue en lui-même une unité, tant au point de vue géographique que géologique.

Il forme avec l'Estérel — de superficie beaucoup plus faible — le noyau cristallin de la Provence (fig. 1).

Ses limites sont, pour une grande part, imposées par la géographie. En effet, à l'Ouest et au Nord, les Maures sont isolés de la Provence calcaire et de l'Estérel — qui les prolonge au delà du cours inférieur de l'Argens — par les formations permiennes occupant une dépression continue depuis Hyères jusqu'à Fréjus.

Au Sud et à l'Est, la Méditerranée les découpe en de multiples baies et caps ; la splendeur et le charme de ses côtes attirent chaque année de très nombreux visiteurs.

Il convient de rattacher au Massif lui-même, les îles et presqu'îles qui, à quelques kilomètres en mer, le continuent, de l'Est à l'Ouest : le Levant, Port-Cros, Porquerolles et Giens.

Cet ensemble occupe une superficie d'environ 1.180 km^2, et si l'on excepte les collines du Fenouillet et des Monts Redon au Nord d'Hyères, qui sont isolés de toutes parts au milieu de sédiments quaternaires, le reste du Massif forme un remarquable socle de terrains métamorphiques et cristallins que découpent trois vallées principales ; du Sud au Nord : la vallée de la Molle, la vallée du Réal Collobrier, prolongée par celle du ruisseau de Périer, la vallée du Préconil.

Quatre chaînes secondaires résultent de ce morcellement. Nous les désignerons à la suite de Lutaud (1924) et successivement du Sud au Nord : la chaîne littorale (culminant à 524 m) ; la chaîne de la Verne (culminant à 640 m) ; la chaîne de Sauvette (culminant à 781 m) ; enfin, la chaîne septentrionale, constituée par les massifs de Castel-Diol (355 m) et de Peigros (528 m).

Le réseau hydrographique est simple. Les cours d'eau les plus importants entaillent le Massif des Maures sur ses bords : au Nord, l'Argens et l'Aille, son affluent rive droite, qui confluent au pont de Tournavelle (Sud-Est des Arcs) ; à l'Ouest, le Gapeau et son affluent, le Réal-Martin, qui se réunissent au Nord d'Hyères.

Les autres cours d'eau ont des régimes d'Oued ; ce sont des torrents impétueux et quelquefois dévastateurs en hiver. Ils sont à sec pendant les mois d'été.

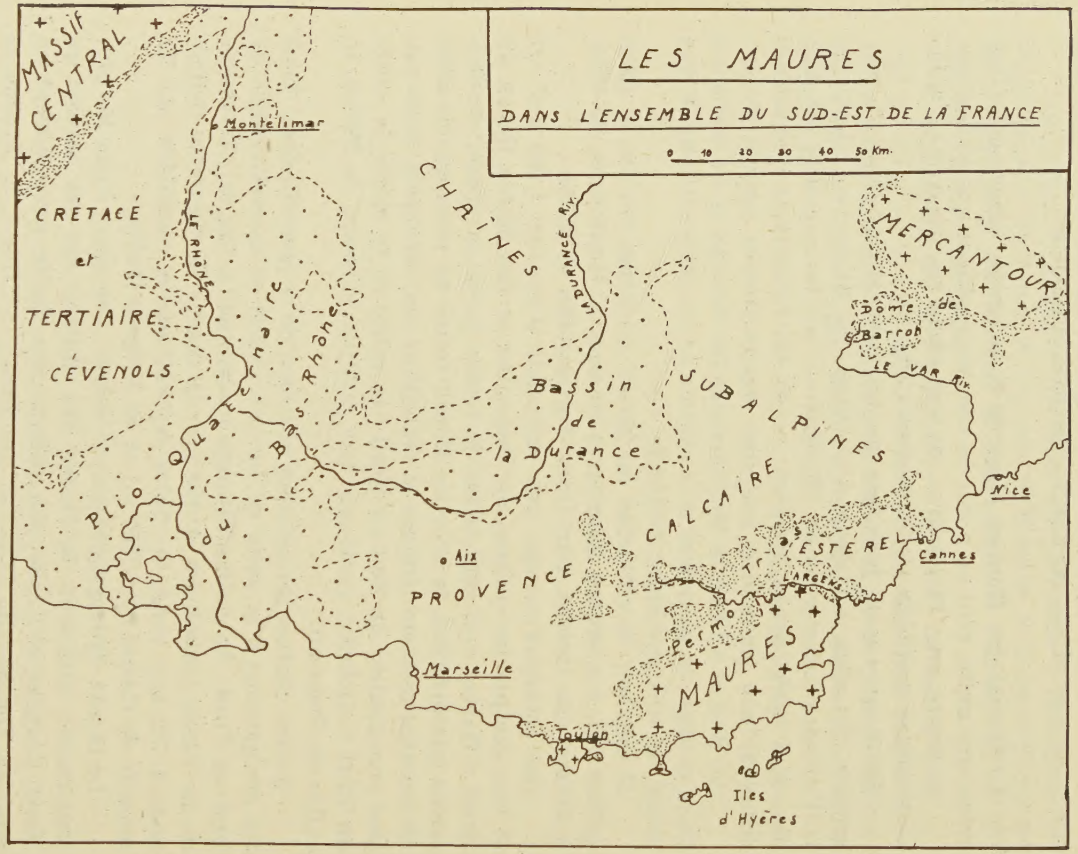


FIG. 1. — *Les Maures dans l'ensemble du Sud-Est de la France.*

Enfin, sur ce sol essentiellement riche en silice, presque dépourvu de formations calcaires, la végétation est typiquement silicophyle : châtaigneraies et chenaies de chênes-lièges y prospèrent, constituant les principales ressources de cette région, trop souvent, hélas, dévastée par le feu.

En de nombreux endroits, où le ruissellement torrentiel des mois d'hiver interdit le maintien de la terre végétale, le maquis épineux et dense s'installe au ras du sol, fort gênant pour l'observation géologique.

Par contre, sur les versants nord des chaînes, moins ensoleillés, la forêt s'établit généralement et cache une zone d'altération superficielle épaisse de plusieurs mètres, comme le montrent les talus des routes ou des pistes forestières.

L'altération des roches et la végétation représentent pour le géologue, les deux difficultés majeures de cette région, par ailleurs si attachante, à laquelle je dois bien des journées de joie !

II. — HISTORIQUE

La bibliographie relative au Massif des Maures peut être divisée en deux groupes de travaux : jusqu'en 1889 (date de la thèse de Wallerant) dominent les publications embrassant les divers problèmes posés par l'ensemble du massif encore très peu connu. Au delà de 1889, les auteurs qui se sont successivement intéressés à la géologie de la Provence cristalline ont été amenés à traiter principalement de la tectonique, se contentant d'ailleurs d'une connaissance pétrographique des terrains cristallophylliens souvent très sommaire.

Examinons successivement les travaux les plus importants :

a) *Période antérieure à 1889.* — Les publications du début de cette période ont le grand mérite d'avoir reconnu sommairement le terrain. Mais les données qu'elles apportent sont évidemment très générales et ont aujourd'hui un intérêt surtout historique. Je citerai les noms de : de Saussure, auquel il faut rapporter le plus ancien travail (1787-96), E. de Beaumont (1841), Coquand (1850), de Villeneuve-de-Flayosc (1856).

C'est à M. Bertrand que l'on doit le premier essai de synthèse et la découverte dans le massif cristallophyllien du prolongement des failles tertiaires E-W qu'il avait mises en évidence en Provence calcaire.

Ces résultats sont consignés dans la notice de la feuille géologique Toulon au 1/80.000e (éd. 1887). On trouve dans cette même publication la description brève des diverses séries métamorphi-

ques. Ces définitions, reproduites en partie par la 2e édition de Toulon au 1/80.000e (1951), constituent encore actuellement la seule documentation pétrographique concernant les schistes cristallins de l'extrêmité orientale des Maures.

La thèse de Wallerant (1889) marque une date : celle de la première étude de caractère pétrographique avec examen de lames minces de roches au microscope.

Si la plupart des interprétations ne peuvent être retenues, les descriptions des affleurements sont d'une précision saisissante.

b) *Période postérieure à 1889.* — Sous la plume de Zurcher, la notice explicative de la feuille géologique Draguignan au 1/80.000e publiée en 1891, mentionne la continuité des accidents pyrénéo-provençaux dans la partie Nord et Nord-Est du Massif, et en précise les contours.

Alb. Michel-Lévy, en 1908, étudiant les rapports du Permien et des schistes cristallins définit deux régions : sur le bord septentrional du massif, le Permien est en contact normal ou par failles avec le socle métamorphique. Tandis que « tout l'angle nord-ouest du Massif des Maures, de Pierrefeu à Gonfaron, a subi un entraînement tangentiel vers le Nord, avec formation de quelques mylonites à la base du Permien et dans les niveaux tout à fait supérieurs des schistes sériciteux, avec léger renversement du Massif ancien sur le Permien ».

Zurcher, dans une fort intéressante communication à la Société Géologique, datée de 1919, retrace en trois pages « l'Histoire de la Chaîne des Maures ». Cette synthèse tectonique appuyée sur les connaissances acquises jusqu'à cette date, reflète, tant par elle-même que par les remarques de H. Haug et L. Bertrand qui la suivent, les préoccupations de charriages caractéristiques de cette époque.

La thèse de L. Lutaud en 1924, consacrée à « l'Etude tectonique et morphologique de la Provence cristalline » apporte une large contribution à la connaissance des accidents d'âge pyrénéen, dont l'auteur précise et complète le trajet.

Il est conduit à modifier certains tracés de Zurcher, relatifs aux contacts anormaux de la région sud de Vidauban, confirme et prolonge les accidents de la feuille Toulon (1re éd.), en leur apportant quelques complications.

Aux années 1926 et 1927 appartiennent plusieurs notes : A. Demay, H. Schoeller, Alb. Michel-Lévy publient les résultats de leurs travaux. Tous trois tentent de préciser sous la tectonique récente pyrénéo-provençale, les traces d'une tectonique hercynienne, marquant ainsi un nouveau pas en avant dans la connaissance de la région qui nous occupe.

La note de A. Demay (1927) concernant « La Zone mylonitique de Grimaud » est de beaucoup la plus importante.

Après avoir donné un excellent résumé des notions acquises antérieurement sur la tectonique pyrénéenne et hercynienne des Maures, depuis E. de Beaumont, l'auteur mentionne un certain nombre de faits nouveaux. Je résumerai brièvement l'essentiel de ses conclusions :

1° L'accident de Grimaud et son prolongement sud, l'accident des Moulins de Paillas, constituent une ligne de contact anormal Nord-Sud, que l'on suit sur 30 km depuis la Méditerranée jusqu'à la dépression permienne. Son rejet à l'aplomb du golfe de Saint-Tropez confirme l'accident tertiaire de la Molle.

2° L'accident de Grimaud est ante-stéphanien, le Houiller de Plan de la Tour s'est déposé sur le cristallophyllien déjà laminé ou mylonitique, qui affleure actuellement dans sa bordure Est, notamment entre Grimaud et Plan de la Tour.

Par suite, les accidents qui affectent le bassin stéphanien se réduisent à des mouvements posthumes.

3° Le granite de Plan de la Tour est un granite jeune du cycle hercynien.

4° L'existence dans les micaschistes du Canadel, situés à l'est des gneiss de Bormes, d'une zone mylonitique d'orientation hercynienne, que l'on suit sur 5 km, conduit à distinguer deux nappes : d'une part, les gneiss de Bormes seraient « le noyau anticlinal d'un pli puissant déversé vers l'Est et probablement couché » ; c'est la « nappe de Bormes » ; d'autre part, à l'Est, les micaschistes à deux micas forment la « nappe synclinale de Grimaud » limitée par la surface de charriage du même nom.

De ces remarquables conclusions, nous ne retiendrons que les trois premières : appuyées sur des faits d'observation, elles peuvent seules être considérées comme vraiment définitives. La quatrième, relative aux nappes de Bormes et de Grimaud, est du domaine de l'interprétation et n'a guère résisté au temps. L'auteur lui-même, dans la notice de ses travaux (1946) les met en doute. Revenant sur ses hypothèses, il pense que les gneiss œillés de Bormes « représentent peut-être une zone d'injection magmatique » et que l'accident de Grimaud est « une dislocation rectiligne, analogue aux grands accidents rectilignes du Massif Central ».

Au cours des années 1931-32, H. Schoeller, chargé de lever les feuilles Hyères et Porquerolles au 1/50.000e, en publie les notices, et donne quelques précisions pétrographiques et tectoniques.

En 1936, il signale dans le Massif du Fenouillet un gisement de Graptolites. Cette très intéressante découverte permet de dater

du Silurien supérieur les schistes cristallins les moins métamorphiques des Maures.

La thèse de P. Bordet (1951) relative au « Permien de l'Estérel », ne mentionne les Maures qu'en raison de leurs similitudes avec le Tanneron, support des formations permiennes, tant éruptives que sédimentaires, de l'Estérel.

L'étude du Carbonifère le conduit à examiner les rapports du Bassin de Plan de la Tour et de l'accident de Grimaud. De même, le souci de préciser les répercussions de la tectonique du socle sur le Permo-Trias l'amène à revoir les contacts du Permien et des schistes cristallins sur tout le pourtour du Massif de Roquebrune aux Mayons-du-Luc.

En conséquence, ce travail — en ce qui concerne les formations métamorphiques des Maures — apporte des précisions de détail, mais aucun fait capital essentiel et nouveau.

Conclusions. — De cette évolution des connaissances, relatives au Massif des Maures, nous retiendrons surtout deux faits :

1° La tectonique pyrénéo-provençale et hercynienne, depuis l'important travail de A. Demay, apparaît connue dans ce qu'elle a d'essentiel. Les travaux ultérieurs s'appuyant sur les observations de terrain ont apporté des compléments venant les étayer.

Par contre, bien peu d'auteurs se sont souciés de retrouver les traces d'une tectonique antérieure à l'hercynien, beaucoup plus délicate d'ailleurs à observer.

2° Depuis la thèse de Wallerant, aucune étude pétrographique régionale n'a été entreprise *systématiquement* dans le but de définir les schistes cristallins des Maures en eux-mêmes et dans leurs relations réciproques.

Le seul essai, fort limité dans l'espace, est la notice de la feuille Hyères au 1/50.000e due à Schoeller.

Ce fait a été maintes fois souligné par les tectoniciens de L. Lutaud à P. Bordet.

III. — BUT DU TRAVAIL, SES METHODES, SES LIMITES

Dans le but de combler cette lacune, M. le Doyen G. Corroy me proposa cette étude comme sujet de thèse de doctorat.

Le travail que j'ai entrepris se décompose en trois parties :

1° Un *lever de carte*, sur plans directeurs au 1/20.000e, de la totalité du Massif des Maures, entre Hyères et Saint-Aygulf. Le report des tracés sur le 1/100.000e accompagne ce mémoire (carte hors texte).

2° *La description pétrographique et zonéographique* des schistes cristallins cartographiés. Les problèmes de genèse et d'évolution des différents faciès seront étudiés ultérieurement dans une suite de monographies qui complèteront ce mémoire.

La méthode utilisée a été définie de nombreuses fois par J. Jung et M. Roques (1936-1938-1952) et les études régionales qui l'appliquent, tant en France qu'à l'Etranger, ne se comptent plus. En conséquence, je me dispenserai de la rappeler ici, et je renvoie le lecteur aux divers exposés des auteurs.

J'ajouterai simplement qu'elle présente pour le géologue de terrain l'immense avantage de permettre une cartographie et une interprétation objective d'une région donnée.

3° Le fruit de ce travail est un *essai* de reconstitution qui concerne l'histoire de la sédimentation, et qui apporte quelques précisions tectoniques nouvelles.

La synthèse présentée n'a pas la prétention de résoudre tous les problèmes.

Plusieurs questions qui seront posées ne peuvent avoir de réponse immédiate, soit qu'elles dépassent par leur ampleur le cadre de ce travail ; soit par ce que les moyens actuels de les traiter sont insuffisamment développés. Elles feront l'objet d'études ultérieures.

IV. — PLAN

Le mémoire se divise en 3 parties :

Dans une *1re partie* les principaux faciès des schistes cristallins sont présentés et définis à l'aide de quelques coupes fondamentales.

La *2e partie* est consacrée principalement à l'étude pétrographique détaillée des divers groupes cristallophylliens.

Un paragraphe rappelle les caractères essentiels des formations sédimentaires et éruptives.

Enfin, la *3e partie* traite de l'histoire de la sédimentation, du métamorphisme et des phénomènes orogéniques.

PREMIERE PARTIE

LES GRANDS ENSEMBLES GEOLOGIQUES

Les schistes cristallins qui constituent le Massif des Maures se répartissent en deux ensembles, séparés par une zone mylonitique importante, orientée Nord-Sud et décrochée au niveau du golfe de Saint-Tropez.

1° A l'Ouet, affleurent les *ectinites;* elles couvrent plus des deux tiers du massif et appartiennent aux zones supérieures du métamorphisme général : ce sont des phyllades, quartzites, micaschistes et amphibolites.

Des *ectinites métasomatiques* leur sont associées. Elles donnent naissance à des niveaux de gneiss et à des micaschistes feldspathiques.

2° A l'Est, se développent surtout les *migmatites.* Elles présentent principalement le faciès *embréchite.* Les *anatexites* ont une faible extension et passent localement à des *granites d'anatexie.*

En outre, des *granites intrusifs* ont traversé ces diverses formations. On les observe tant dans les ectinites que dans les migmatites

Dans cette première partie, je me propose de définir les divers faciès de ces schistes cristallins et de montrer leurs relations mutuelles, à l'aide de cinq coupes fondamentales de longueur d'ailleurs inégale. Elles sont sensiblement perpendiculaires à la schistosité, c'est-à-dire généralement Ouest-Est (fig. 2).

En outre, l'étude est essentiellement objective : les faciès sont présentés tels qu'on les observe sur le terrain, tout au long des itinéraires proposés.

Les descriptions pétrographiques détaillées et les problèmes qu'elles posent, les interprétations tectoniques qui en découlent, seront traités dans les chapitres suivants.

Nous examinerons dès lors :

1° *Deux coupes à travers le Massif du Fenouillet au nord d'Hyères* (Var), c'est-à-dire à l'extrémité ouest de la chaîne littorale; leur but est de faire saisir la continuité entre les schistes fossilifères et les faciès les moins métamorphiques malgré les jeux de la tectonique.

2° *Une coupe de la Londe-les-Maures à la Pointe de Camarat,*

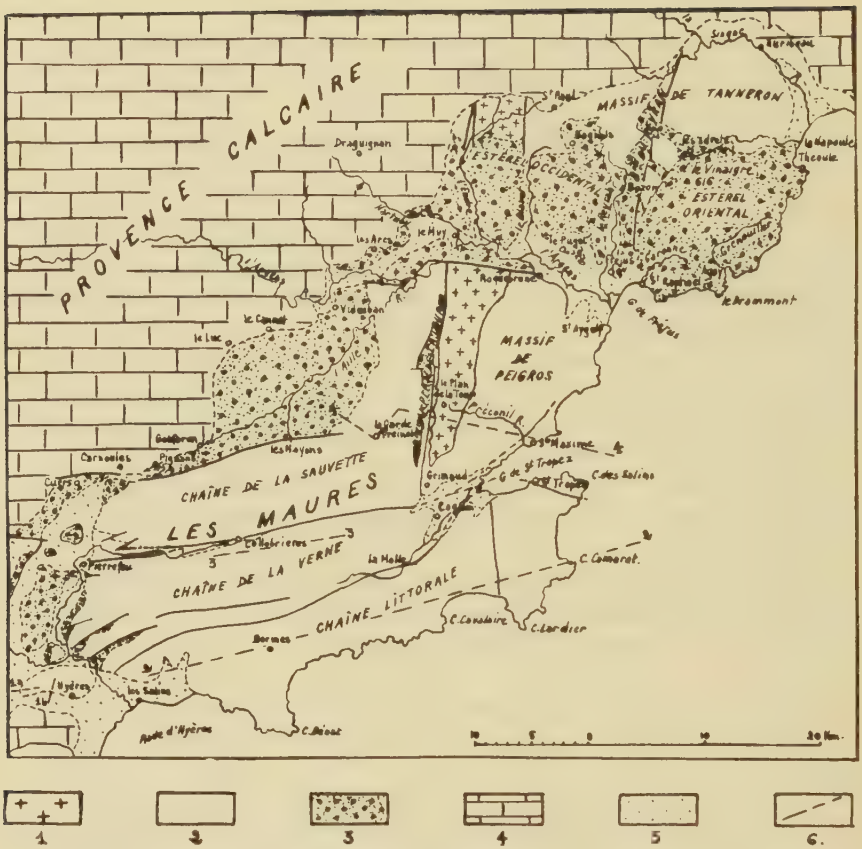


Fig. 2. — *Schéma géographique et géologique de la Provence cristalline* (d'après la carte au 1/320.000e, partiellement modifiée).

1. — Granite.
2. — Terrains cristallins.
3. — Anthracolitiques.
4. — Provence calcaire.
5. — Alluvions.
6. — Tracé des coupes.

qui complète la précédente : elle traverse les ectinites et migmatites, ainsi que le contact anormal qui les sépare.

3° *Une coupe de la région de Collobrières à la Chartreuse de la Verne.* Coupe de détail dans la chaîne intérieure, destinée à examiner des faciès uniques dans les ectinites des Maures.

4° *Une coupe du Vallon de Saint-Daumas à Sainte-Maxime,* c'est-à-dire dans la partie septentrionale du massif, mettant en évidence les variations de faciès du sud au nord du massif, et une tectonique complexe.

I. — Coupes à travers le Massif du Fenouillet

La colline du Fenouillet qui se situe géographiquement entre la Crau d'Hyères et Hyères, constitue la partie la plus occidentale du Massif des Maures. Elle forme un îlot de terrains métamorphiques, limité au Nord et à l'Est par la vallée du Gapeau, à l'Ouest et au Sud par la plaine quaternaire d'Hyères.

Aucune route ne la traverse, excepté la N. 559, qui recoupe l'extrémité ouest de la colline.

Néanmoins, les pistes et les sentiers vont nous permettre deux coupes d'accès facile. Celles-ci montrent la parfaite continuité entre les schistes fossilifères gothlandiens et les termes les moins métamorphiques des ectinites, dont la zonéographie sera précisée.

a) COUPE DE LA PARTIE OCCIDENTALE DE LA COLLINE DU FENOUILLET (fig. 3)

De l'Ouest vers l'Est, on rencontre successivement :

Faciès	*Groupes cristallophylliens*	*Zones*
— quartzophyllades gris cendré avec lentilles de schistes ampéliteux; — bancs de quartzites; — schistes fossilifères; — bancs de quartzites;	Groupe du Fenouillet	Zone des Micaschistes Sup.
——— contact faillé ———		
— schistes gris de fer à limonite; — lentilles de calcaire.	Groupe des Maurettes	

Groupe du Fenouillet.

La tranchée de la route N. 559 est entaillée au quartier des Goys Fournier, dans des schistes séricito-quartziteux ou quartzophyllades de couleur gris cendré, très riches en amygdales de quartz d'exudation. Certains horizons sont constitués d'alternances de quelques millimètres de lits de quartzites et de lits de phyllites. La surface *s* de ces schistes est finement plissotée ce qui témoigne en faveur de mouvements de glissement.

D'ailleurs les bords de la tranchée de la route montrent combien des quartzophyllades sont plissés, froissés et cassés.

Le pendage est variable; orienté vers l'Ouest il est faible généralement dans cette partie occidentale de la coupe, mais se relève progressivement lorsqu'on se dirige vers l'Est, jusqu'à devenir subvertical au voisinage des quartzites.

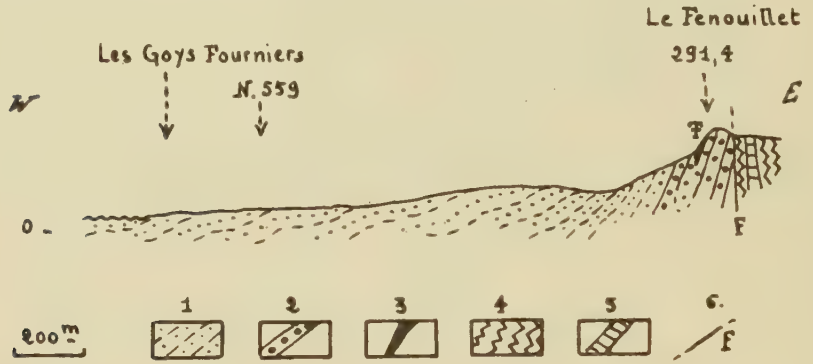


Fig. 3. — *Coupe géologique de la partie occidentale de la Colline du Fenouillet*

1. — Quartzophyllades
2. — Quartzites massifs
3. — Schistes à Graptolites

} *Groupe du Fenouillet.*

4. — Schistes gris de fer
5. — Calcaire recristallisé

} *Groupe des Maurettes.*

En même temps, aux schistes séricito-quartziteux se mêlent des passées lenticulaires et interstratifiées de schistes ampéliteux, friables, cassants, tachant les doigts.

C'est insensiblement que l'on entre dans les quartzites en montant au Fenouillet par l'un des sentiers du flanc SW de la colline. En effet, cette roche de couleur claire et d'allure massive, constituant un des reliefs les plus visibles dans la topographie du pays hyérois, débute au contact des quartzophyllades par des lits de quartzites de quelques centimètres, séparés par des lits plus riches en phyllites.

Progressivement, lorsqu'on se dirige vers la Croix du Fenouillet (291,4) les lits de quartzites font place à des bancs de 1,50 m à 3 m. de largeur moyenne, formant désormais de grandes marches d'escaliers.

Pincés dans les larges bancs de quartzites dont ils épousent le pendage (W. 80°), se situent les schistes peu métamorphiques à Graptolites découverts par H. Schoeller. Ce gisement, couvrant

une faible surface (quelques dizaines de mètres carrés) ne m'a livré que des traces de Graptolites indéterminables.

Une faille d'effondrement limite à l'Est les quartzites. Elle est bien visible sur la piste forestière qui conduit à la Chapelle-Notre-Dame et à une centaine de mètres à l'ouest de celle-ci. Son passage a laissé un miroir de faille de 5 m de hauteur sur une falaise abrupte d'environ 50 m.

Groupe des Maurettes

L'accident précité met en contact les quartzites massifs et des schistes noir de fer, se débitant avec une extrême facilité en feuillets. Les surfaces *s* sont couvertes localement d'une grande quantité de petites cupules, contenant des traces de limonite.

Ces schistes sont ici fort peu étendus. Ecrasés contre la faille, ils ont un pendage subvertical, variable en orientation.

Au Col du Fenouillet, une lentille de calcaire d'environ 400 m^2 s'y intercale. Il s'agit d'une roche finement cristallisée, dense, gris sombre ou rousse, quelquefois veinée de calcite blanche ou rose. L'affleurement est envahi par la végétation et passerait inaperçu si le calcaire n'avait été utilisé pour monter les murettes qui bordent le chemin.

*
* *

En résumé, cette coupe nous a permis de distinguer deux groupes de faciès peu métamorphiques :

— d'une part, les quartzophyllades avec lentilles de schistes ampéliteux — dont les moins touchés par le métamorphisme sont fossilifères — et des quartzites. Cet ensemble de faciès constituera désormais le *Groupe du Fenouillet;*

— d'autre part, des schistes noir de fer limoniteux avec lentilles de calcaire que nous étudierons avec plus de détail ci-dessous.

La coupe suivante va mettre en évidence les relations entre ces faciès, séparés ici par faille.

b) COUPE DU VALLON DE LA BAYORRE (NW D'HYERES) (fig. 4)

Elle est orientée SW-NE afin de demeurer perpendiculaire à la schistosité d'ensemble; de ce fait, elle suit sensiblement l'axe du vallon de la Bayorre.

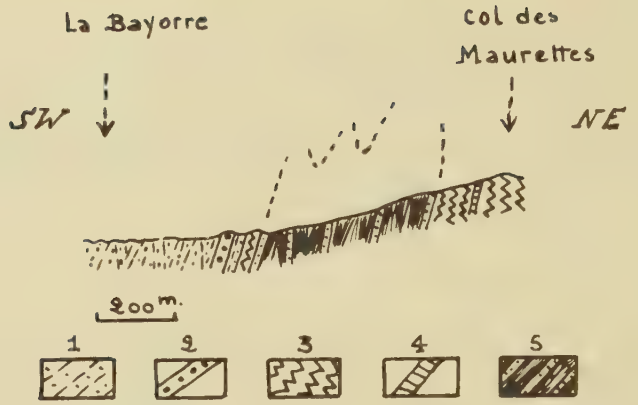


Fig. 4. — *Coupe géologique du Vallon de la Bayorre* (N.W d'Hyères).

1. — Quartzophyllades
2. — Quartzites massifs } *Groupe du Fenouillet*
3. — Schistes gris de fer
4. — Calcaire recristallisé } *Groupe des Maurettes.*
5. — Schistes Quartzites gréseux } *Groupe du Loli.*

Les faciès traversés sont les suivants :

Faciès	*Groupes cristallophylliens*	*Zones*
— quartzophyllades gris cendré; — bancs de quartzites lenticulaires;	Groupe du Fenouillet	Zone des Micaschistes Sup.
— schistes gris de fer limoniteux;	Groupe des Maurettes	
— alternance de schistes et quartzites gréseux, sériciteux localement à biotite;	Groupe du Loli	Zone des Micaschistes Inf.
— schistes gris de fer à chloritoïde ou magnétite lentilles calcaires (biotite); — Amphibolite (ortho).	Groupe des Maurettes	

Groupes du Fenouillet et des Maurettes.

Les quartzophyllades gris cendré précédemment décrits s'observent en bordure du chemin d'exploitation de la Bayorre aux Maurettes, dès que l'on quitte les terrains cultivés pour pénétrer dans la colline.

Ils sont encore froissés et montrent des plis très aigus, avec un pendage oscillant autour de la verticale, tantôt vers le Sud, tantôt vers le Nord.

La coupe les traverse sur une centaine de mètres, mais ils peuvent être plus réduits ou plus développés sur le bord ouest du vallon, le pendage devenant progressivement SW, puis ouest.

Des lentilles de quartzites en chapelet et bien visibles dans la topographie, représentent par leur position au sein des quartzophyllades un ancien niveau sédimentaire. La roche est de couleur grise plus ou moins sombre et lardée de veines de quartz blanc. Sur les pentes ouest du vallon, ces quartzites contiennent localement des lits millimétriques de limonite, je n'ai pas observé ce type sur le chemin de la Bayorre aux Maurettes.

Faisant suite aux quartzophyllades cendrés, on note, un mètre environ, de schistes gris de fer, avec quelques rares cupules. L'existence de ces schistes n'est visible que grâce au tracé de la piste. On les perd de part et d'autre, sous la végétation, mais on les retrouve au fond du thalweg, puis au nord et NW du Château de la Bayorre. Ils adoptent la schistosité SW, puis ouest, des quartzophyllades dont ils moulent les affleurements en parfaite continuité.

Groupe du Loli

La coupe se poursuit avec une alternance allant de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres, de schistes sériciteux rappelant parfois le faciès micaschiste, et de quartzites roux, pulvérulents, sériciteux, se délitant en petits bancs avec beaucoup de facilité.

Localement, quelques-uns de ces bancs se chargent de petits cristaux de biotite, bien visibles à l'œil nu.

Le pendage très redressé (60° à 80°) s'oriente vers le SW puis vers l'ouest.

S'il est très instructif au point de vue tectonique, de rencontrer ces formations dans le vallon de la Bayorre, il convient de signaler que ces faciès, dont les affleurements sont ici réduits à quelques hectares, forment une bande de 5 km de largeur moyenne, qui s'étend du Nord au Sud du massif, depuis le Cap Bénat jusqu'aux Mayons-du-Luc.

Le groupe du Loli, qui vient d'être défini, tire son nom d'une colline située au NW de la Londe-les-Maures.

Très facile à identifier sur le terrain, ses limites sont généralement aisées à porter sur carte.

Groupe des Maurettes

La coupe se termine par les schistes noirs, limoniteux, mais

largement développés et plus variés. Ils occupent de grandes surfaces dans le quartier des Maurettes, d'où leur nom.

Les cupules sont beaucoup moins fréquentes sur les surfaces *s* du schiste; elles semblent remplacées par le chloritoïde dont les cristaux sont tantôt bien reconnaissables, de 1 à 2 mm, vert bouteille, à reflets métalliques, tantôt submicroscopiques. La biotite n'est visible qu'au microscope.

Un banc de quartzites à chloritoïde intercalé dans les schistes contient des cristaux d'un demi centimètre.

Enfin, localement, au niveau de la ligne de crête des Maurettes, les schistes se chargent d'octaèdres de magnétite de quelques millimètres.

Il faut encore noter la présence d'une lentille de calcaire cristallin, gris, très micacé, et une autre d'amphibolite dont l'affleurement subcirculaire et l'enchevêtrement des cristaux laissent présumer l'origine « ortho ».

*
* *

En résumé, la coupe (b), complétant la coupe (a), nous met en présence de faciès plus fortement marqués par le métamorphisme : schistes à chloritoïde, quartzites gréseux à biotite.

Elle permet de préciser d'un point de vue zonéographique, que la zone des micaschistes inférieurs débute dans le Groupe des Maurettes.

Conclusions :

Les résultats acquis par l'étude de la Colline du Fenouillet seront résumés dans le tableau ci-dessous, qui met en évidence la continuité des groupes cristallophylliens précédemment décrits, et situe ceux-ci dans l'échelle zonéographique :

Faciès	*Groupes cristallophylliens*	*Zones*
— schistes ampéliteux à Graptolites; — quartzites; — quartzophyllades cendrés;	Groupe du Fenouillet	Zone des Micaschistes Sup.
— schistes noir de fer à limonite ou chloritoïde (biotite); — lentilles calcaires;	Groupe des Maurettes	
— schistes et quartzites gréseux à séricite, à séricite et biotite.	Groupe du Loli	Zone des Micaschistes Inf.

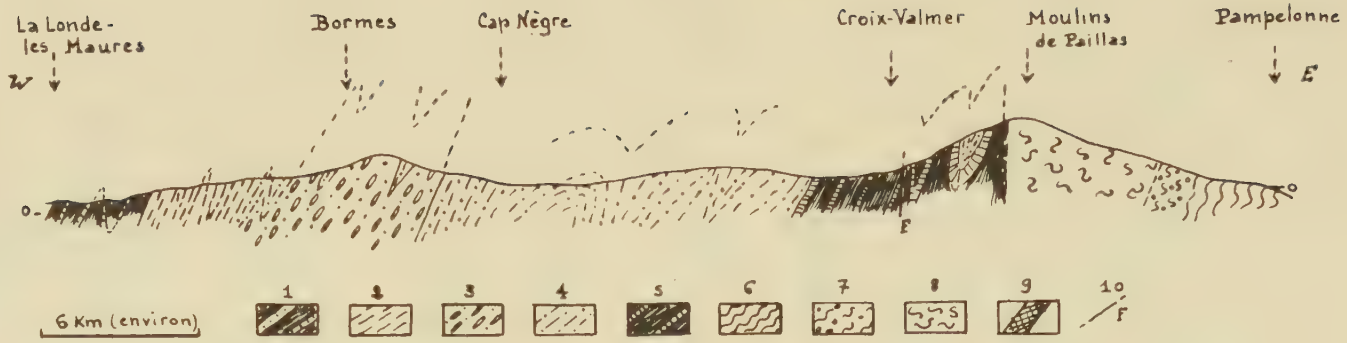


Fig. 5. — *Coupe géologique de La Londe-les-Maures à la Pointe de Camarat.*

1. — Schistes et quartzites gréseux du *Groupe du Loli.*
2. — Micaschistes du *Groupe des Berles.*
3. — Gneiss du *Groupe de Bormes.*
4. — Micaschistes du *Groupe du Cap Nègre.*
5. — Amphibolites et leptynites } *Groupe de la Tuilerie* (Gassin) et
Micaschistes et leptynites } de *Croix-Valmer.*
6. — Embréchites
7. — Embréchites œillées } *Groupe de Saint-Tropez.*
8. — Anatexites
9. — Mylonites
10. — Failles.

II. — Coupe de La Londe-les-Maures à la pointe de Camarat (fig. 5)

La coupe débute à la colline du Loli, située au NW de La Londe-les-Maures, passe par l'ancienne station de La Verrerie, entre Bormes-Village et le Col de Cagoven, par l'agglomération de Croix-Valmer, et se termine au sémaphore du Cap Camarat.

La route de la Corniche des Maures (N. 98 jusqu'à La Verrerie, puis N. 559 jusqu'à Croix-Valmer) et la D. 93 prolongée au-delà de la Ferme des Fournels par la Piste qui conduit au phare de Camarat, permettent d'étudier la plupart des faciès.

De l'Ouest vers l'Est, nous distinguerons la succession suivante :

Faciès	*Groupes cristallophylliens*	*Zones*
— schistes ou micaschistes alternant avec des quartzites gréseux, sériciteux ; développement local de biotite ;	Groupe du Loli	Zone des micaschistes Sup.
— micaschistes riches en mica blanc avec ou sans minéraux, biotite oblique sur la schistosité ;	Groupe des Berles	Zone des micaschistes Inf.
— micaschistes à 2 micas pauvres en minéraux ;	Groupe du Cap Nègre	
— gneiss à deux micas avec amygdales aplitiques sur fond quartzo-micacé et lentilles de quartz d'exudation, localement faciès œillé ;	Groupe de Bormes	
contact faillé		
— micaschistes à deux micas à grenat ;	Groupe du Cap Nègre	
— gneiss à amygdales aplitiques et faciès œillé :	Groupe de Bormes	

— micaschistes largement cristallisés à deux micas avec intercalations de gneiss; Localement, grands cristaux de staurotide, grenat, disthène, nodules feldspathiques;	Groupe du Cap Nègre	Zone des micaschistes Inf.
— alternance de : amphibolite et leptynites micaschiste et leptynites	Groupe de Croix-Valmer La Tuilerie (Gassin)	
Zone mylonitique des moulins de Paillas		
— anatexites; — embréchites lit par lit.	Groupe de Saint-Tropez	Migmatites
granite à muscovite intrusif		

Groupe du Loli :

La colline du Loli laisse voir sur ses pentes des alternances de l'ordre de 1 à 5 mètres de schistes et de quartzites gréseux et sériciteux, à pendage W 70°. Dans certains bancs de quartzites, la biotite apparaît localement abondante; corrélativement, le schiste passe à un micaschiste franc.

Ces roches offrent peu de résistance aux agents atmosphériques; elles donnent naissance à d'importants cônes d'éboulis qui nuisent à l'observation. C'est ainsi que le contact avec le groupe des Berles n'est pas visible en suivant la N. 98. On peut l'observer dans le chemin charretier du vallon du Trapan, au Sud de notre itinéraire.

Groupes des Berles et du Cap Nègre :

A 500 mètres environ de la Station Saint-Honoré, dans le talus de la route, on remarque des micaschistes quartzeux, très riches en muscovite, que la voie entaille jusqu'à la bifurcation des N. 98 et N. 559.

Ces roches sont fréquemment altérées et recouvertes par endroit, par des alluvions et éluvions. Le meilleur affleurement se trouve à 300 m. à l'Est de l'ancienne station de La Verrerie, où la rectification de la chaussée a mis à nu des roches relativement fraîches.

On observe là des micaschistes blanc d'argent, très riches en

grandes lames de mica blanc, alternant avec des micaschistes blancs et gris sur les surfaces *s*. Les minéraux tels que grenat et staurotide ne sont pas rares, mais ne dépassent guère le centimètre. En regardant de très près ces micaschistes, on constate qu'ils contiennent irrégulièrement des cristaux de biotite obliques par rapport à la schistosité, et des sortes d' « yeux » grisâtres et pulvérulents.

Enfin, quelques bancs de gneiss à deux micas, d'une cinquantaine de centimètres, s'intercalent dans cette formation.

Ces séries apparemment tranquilles, avec un plongement de 70° en moyenne vers l'Ouest, sont néanmoins comprises entre deux décrochements E-W dont le rejet est faible au point où la coupe est tracée.

Le passage des micaschistes des Berles aux micaschistes classiques à deux micas du groupe du Cap Nègre, se fait progressivement sur quelques mètres. Il est bien visible entre Bormes et le Col de Gratteloup, le long de la D. 41.

Les minéraux, lorsqu'ils existent sont de petite dimension, les micaschistes du groupe du Cap Nègre présentent des affleurements réduits, pour des raisons vraisemblablement tectoniques. Leur pendage est subvertical et la schistosité diversement orientée.

Groupe de Bormes :

Les micaschistes sont relayés à l'Est par des gneiss micaschisteux, dans lesquels les lits quartzofeldspathiques sont remplacés par petites amygdales disposées bout à bout, d'un millimètre d'épaisseur, allongées suivant la schistosite.

La N. 559 pénètre dans cette formation au pont de l'ancien chemin de fer de Provence, et la traverse perpendiculairement à la schistosité jusqu'au Lavandou.

Ces gneiss occupent une bande, large de 5 km en moyenne dans la région de Bormes; ils offrent de très bons échantillons entre Bormes-le-Pin et le Col de Cagoven.

Le faciès micaschisteux est en général local, irrégulièrement distribué; dans l'ensemble, le gneiss est massif. Les amygdales de structure aplitique, très feldspathiques, sont souvent volumineuses, bien visibles sur le fond quartzeux et micacé de la roche. Il n'est pas rare d'en trouver ayant 1 cm de large sur une dizaine de centimètres de long.

Quelquefois, le faciès œillé se développe avec des « yeux » de feldspaths maclés d'un centimètre de diamètre.

Enfin, pour compléter cette description, ajoutons que les bancs de leptynites et les lentilles de quartz d'exudation sont habituels

dans ces gneiss, cette particularité achevant de souligner leur caractère singulier.

Des plissotements serrés, sans écrasement apparent de la roche, s'observent en divers endroits, et notamment entre le cimetière de Bormes et le Col de Cagoven.

Un accident met les micaschistes à deux micas en contact avec les gneiss de Bormes à l'Ouest, alors qu'à l'Est la succession normale reprend avec un développement plus important des gneiss œillés.

Le pendage, variable en intensité et en orientation le long de la faille, redevient rapidement Ouest, et subvertical.

Groupe du Cap Nègre :

A partir d'Aiguebelle, les micaschistes à deux micas prennent une très grande extension. Leurs affleurements s'étendent d'Aiguebelle jusqu'à La Carrade-Pardigon, soit sur une dizaine de kilomètres.

La schistosité est orientée vers l'Ouest ou le NW. Le plongement des couches de 70° en moyenne entre Aiguebelle et le Cap Nègre, diminue lorsqu'on se dirige vers l'Est ; il oscille autour de 45° au Cap Nègre, et n'est plus que de l'ordre de 20° au lieu dit « Le Dattier ». Enfin, il se relève assez rapidement à l'Est de Cavalaire, et accuse à nouveau 80° dans le quartier de La Carrade-Pardigon.

La coupe traverse, aux abords de la ferme de Cavalière, une zone écrasée, N-S, de quelques mètres de large, tout entière formée aux dépens des micaschistes.

Divers faciès de ces micaschistes peuvent être observés le long de l'itinéraire : les minéraux (staurotide, grenat, tourmaline, disthène) peu fréquents dans la région d'Aiguebelle prolifèrent du Cap-Nègre au Rayol. Leur taille (plusieurs centimètres) et leur abondance font de ces gisements des curiosités minéralogiques. Ces micaschistes riches en minéraux sont, en même temps, très quartzeux, et contiennent des nodules feldspathiques de plusieurs centimètres. Vers l'Est, les feldspaths, puis les minéraux disparaissent progressivement, à l'exception du grenat qu'on rencontre irrégulièrement mais en petite quantité.

Au niveau du domaine du Dattier, la route est bordée au Nord par des gneiss riches en biotite, et faciles à examiner depuis la rectification de la N. 559 au virage dit « du Père Eternel » entre le Dattier et Cavalaire. Ces gneiss forment des bancs de plusieurs mètres d'épaisseur, interstratifiés dans les micaschistes.

Le groupe de Croix-Valmer - La Tuilerie (Gassin) :

Aux micaschistes du groupe du Cap Nègre subverticaux, succède à l'Est un ensemble hétérogène, bien développé dans la région de Croix-Valmer.

Il s'agit d'alternances de quelques centimètres à un mètre et constituées soit par des micaschistes à deux micas et des leptynites, soit d'amphibolites et de leptynites (Pl. II et III, photos 4, 5, 6). Le passage des lits micaschisteux aux lits amphiboliques est progressif comme on peut le constater en divers endroits, et notamment en suivant l'ancienne route de Croix-Valmer à Gassin, entre Croix-Valmer et le stade communal.

La région occupée par les faciès du groupe de Croix-Valmer est très plissée, faillée, écaillée même. Ce fait laisse pressentir l'accident tectonique important des Moulins de Paillas qui la limite à l'Est.

Celui-ci correspond à une zone mylonitique large de 500 m en moyenne, orientée N-S, que la D. 93 traverse sur plus de 1,500 km. Sa largeur est maxima dans la partie Sud de la Presqu'île de Saint-Tropez.

En certains points, la mylonite est franche, verte, aphanitique ; ailleurs, la roche seulement écrasée est encore reconnaissable. On constate alors que les micaschistes du groupe de Croix-Valmer-La Tuilerie (Gassin) ont été pris en écharpe par l'accident.

Groupe de Saint-Tropez :

A l'Est des migmatites, plus ou moins écrasées et à faciès anatexites, affleurent au contact de la mylonite. Ces roches, très feldspathiques, riches en biotite, ont inégalement perdu leur schistosité. Au Sud et au Nord de Ramatuelle, elles montrent brusquement sur quelques mètres un faciès grenu, très localisé. Quelques pointements de granite intrusif, de petite dimension, sont également visibles au nord du village.

Cet ensemble de faciès s'étend sur 2,500 km environ, le long de la coupe, et passe insensiblement vers l'Est à des migmatites stratifiées, du type embréchite, très riches en lits aplitiques et pegmatitiques. Les faciès œillés sont exceptionnels dans cette partie Sud de la Presqu'île de Saint-Tropez.

Granite a muscovite intrusif

Le Cap Camarat est découpé dans une roche grenue, à deux micas, très riches en grains de quartz granulitique ; elle est largement cristallisée et de couleur claire.

Ces caractères opposent le granite à muscovite de Camarat à tous les autres granites intrusifs des Maures.

Le contact avec les embréchites s'effectue à 500 m à l'Ouest du Sémaphore : il est facile à observer sur la côte tant au Sud qu'au Nord du Phare. On voit soit des enclaves d'embréchites dans le granite, soit un chevelu filonien de granite à muscovite dans la migmatite.

Le granite à deux micas de Camarat dessine donc une bande W-E au Sud de la Presqu'île de Saint-Tropez.

Conclusions

La coupe entre La Londe-les-Maures et le Cap Camarat permet de préciser les données suivantes :

1°) Les termes les plus métamorphiques des ectinites de la chaîne littorale, appartiennent à la zone des Micaschistes inférieurs. Ils sont en contact brutal avec les migmatites par l'intermédiaire d'une importante zone de mylonites, orientée N-S. Ce fait est d'ailleurs d'un très grand intérêt au point de vue tectonique.

2°) L'itinéraire suivi a mis en évidence l'existence :

a) au milieu des ectinites normales de faciès particuliers représentés principalement par les gneiss de Bormes et accessoirement par les micaschistes feldspathiques du groupe du Cap Nègre.

b) du granite à muscovite intrusif de Camarat.

c) de la structure isoclinale qui caractérise le Massif des Maures.

III. — Coupe de la région de Collobrières à la Chartreuse de la Verne

La ligne de crête qui sépare la vallée de Collobrières du vallon de la Malière au Sud, est peu envahie par la végétation. Aussi, livre-t-elle de bonnes observations.

La coupe (fig. 6) suit la crête jusqu'à la Mine de Fer de Vaubarnier, et se prolonge jusqu'à la Chartreuse de la Verne, à travers le domaine forestier de Lambert.

De l'Ouest vers l'Est, le tracé, perpendiculaire à la schistosité, permet de distinguer successivement :

Faciès	*Groupes cristallophylliens*	*Zones*
— schistes et quartzites gréseux, sériciteux, pauvres en biotite;	Groupe du Loli	Zone des Micachistes Inf.
— micaschistes à mica blanc — micaschistes bicolores (avec ou sans minéraux); — intercalations de : gneiss à calcite, amphibolites, grès graphiteux, minerai de fer, gneiss à deux micas très feldspathiques;	Groupe des Berles	
— micaschistes à deux micas et minéraux;	Groupe du Cap Nègre	
— gneiss à amygdales aplitiques, œillés, localement granitoïdes;	Groupe de Bormes	
— micaschistes à deux micas et minéraux feldspatiques, larges intercalations de gneiss.	Groupe du Cap Nègre	

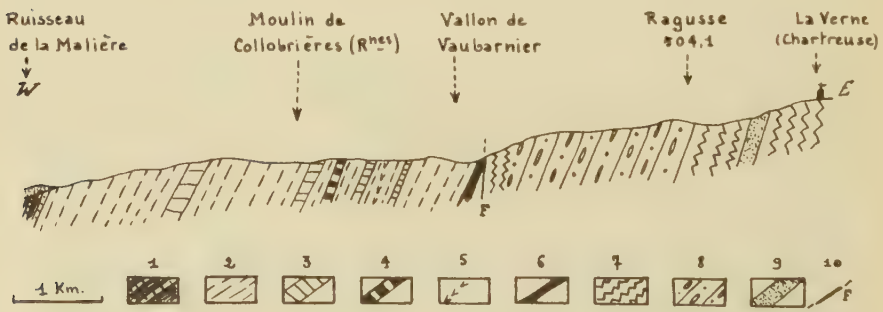


Fig. 6. — *Coupe géologique de la région de Collobrières à la Charteuse de la Verne.*

1. — Schistes et quartzites gréseux du *Groupe du Loli.*
2. — Micaschistes
3. — Amphibolites
4. — Gneiss à calcite
5. — Grès graphiteux
6. — Collobrièrite

} *Groupe des Berles.*

7. — Micaschistes
9. — Gneiss

} *Groupe du Cap Nègre.*

8. — Gneiss du *Groupe de Bormes.*

Cette succession est isoclinale, et son pendage ouest, variable, oscille entre 40° et 70°.

La D. 41 au débouché du vallon de la Malière sur la vallée du Réal Collobrier servira de point de départ à la coupe, car la route est tracée à la limite entre les groupes du Loli et des Berles, avec Permien transgressif en cet endroit.

Groupe du Loli :

Ce sont toujours les mêmes alternances faites de niveaux de quelques mètres d'épaisseur de micaschistes fins, noir de fer, ou sériciteux, et de quartzites également sériciteux, en petits bancs. On distingue localement des paillettes de biotite dans les quartzites et des minéraux millimétriques, impossibles à identifier macroscopiquement dans les schistes.

Groupe des Berles :

La disparition des bancs de quartzites marque la limite orientale du groupe du Loli ; mais les micaschistes se poursuivent très semblables d'aspect, sur 500 mètres environ.

Dans l'ensemble cependant, les micas sont plus largement cristallisés. A l'Ouest des ruines du Moulin de Collobrières, on rencontre, sur quelques centaines de mètres, et dans un ordre apparemment quelconque : des micaschistes gris et blancs, à mica blanc et grenat, à muscovite, chlorite, grenat et biotite oblique sur la schistosité, des micaschistes à mica blanc et chlorite.

Néanmoins, de cet enchevêtrement de faciès, nous retiendrons comme les plus fréquemment observés dans cette région, les micaschistes à mica blanc avec ou sans minéraux pouvant renfermer de la biotite, les micaschistes gris-blanc généralement à minéraux.

Interstratifiés dans cet ensemble micaschisteux, des bancs de roches diverses : amphibolites, gneiss très riches en calcite rose et blanche, gneiss à mica blanc et chlorite ou à deux micas, grès graphiteux et bancs de magnétite.

Cette énumération appelle quelques précisions :

Les amphibolites. — Ce sont des roches vert sombre, bien litées, qui dessinent un certain nombre de bandes dont la largeur n'excède guère une centaine de mètres et souvent moins. Quelques-unes contiennent des lits de calcite, mais ce fait est assez exceptionnel.

Les gneiss à calcite (Pl. I, photo 2). — Les affleurements du vallon de la Malière ont une schistosité marquée avec lentilles de calcite concordantes. Dans le gneiss, de couleur gris-vert foncé,

on distingue fort bien à l'œil nu du mica noir très abondant et de l'épidote.

Au Nord du village de Collobrières, la roche est massive, exploitée en carrière (Pl. IV, photo 7) ; la calcite y est encore abondante, mais forme des lits moins continus, souvent obliques sur la schistosité. A l'entrée de la carrière, sous la Bergerie, les gneiss à calcite passent très rapidement, sans hyatus, à une amphibolite classique.

Les gneiss. — Ils sont irrégulièrement distribués et ont une allure lenticulaire, en parfaite concordance avec les micaschistes. Ils sont quelquefois massifs à grain fin, très riches en feldspath, ou schisteux ; le feldspath, dans ce dernier cas, forme des yeux de quelques millimètres à 1 cm écartant les lits de micas.

Les grès graphiteux. — Le seul affleurement de ce type est une lentille, située sur la ligne de crête, immédiatement à l'Ouest du vallon de Vaubarnier.

La roche est noire, localement vacuolaire, elle tache les doigts.

Les bancs de minerai de fer. — On en compte une dizaine de 0.50 m à 1 m d'épaisseur, alternant avec des passées micaschisteuses (très riches en biotite, grenat et quartz) ou formées principalement d'une amphibolite fibreuse vert olive. Cette roche, dénommée par Lacroix « Collobriérite », est concordante avec la schistosité des roches encaissantes. Les bancs visibles en surface, au milieu des châtaigneraies du quartier Vaubarnier, plongent très rapidement en direction SW à 1,300 km du point où elle affleure, les travaux d'exploitation l'ont recoupée en profondeur. Par ses conditions de gisement, la collobriérite a un caractère d'ancien gîte sédimentaire. Cette affirmation sera ultérieurement justifiée.

Groupe du Cap Nègre

Sur une dizaine de mètres à l'Est des affleurements de minerai de fer, on passe du groupe des Berles à des micaschistes à deux micas, largement cristallisés à staurotide et grenat, présentant les mêmes caractères que ceux du groupe du Cap Nègre.

Réduits ici à 250 m, ils disparaissent plus au Sud. Au fond du vallon de la Malière, les micaschistes du groupe des Berles sont en contact avec les gneiss de Bormes.

Groupe de Bormes

Ce groupe limite à l'Est les micaschistes du Cap Nègre. Les pistes forestières du domaine de Lambert et de la Chartreuse de la Verne favorisent des observations intéressantes.

Le faciès œillé — très répandu — débute à une cinquantaine

de mètres du contact. Les yeux monocristallins peuvent devenir localement très denses. Dès les pentes Nord de la colline de Ragusse, les gneiss œillés perdent leur orientation sur un millier d'hectares. On recueille des échantillons frais de la roche sur la piste forestière de la Verne récemment rajeunie.

Groupe du Cap Nègre

La coupe se poursuit au-delà des gneiss de Bormes avec les micaschistes à très grands cristaux de micas qui ont été décrits dans la coupe n° 2. Les affleurements les plus occidentaux abondent en nids de feldspaths allant de 1 à 3 cm, alors que les minéraux grenat, staurotide et surtout disthène, sont extrêmement développés à la Chartreuse de la Verne.

Enfin, les niveaux de gneiss fins, également à deux micas, lenticulaires, puissants de 2 à 500 m sont fréquents au sein des micaschistes du groupe du Cap Nègre dans la chaîne de la Verne.

Conclusions

La coupe n° 3 souligne le caractère complexe des faciès associés aux micaschistes du groupe des Berles, auquel s'oppose la succession apparemment tranquille, continue et isoclinale des divers groupes.

En outre, la présence de quartzites graphiteux et de lits interstratifiés extraordinairement riches en fer, retiendront tout particulièrement l'attention.

IV. — Coupe du vallon de Saint-Daumas à Sainte-Maxime par La Garde-Freinet

Située à la limite de la chaîne de Sauvette et de la chaîne septentrionale, cette coupe présente l'avantage d'être tracée suivant des routes (fig. 7).

Le trajet s'effectue selon une ligne brisée, orientée NW-SE, entre le vallon de Saint-Daumas et La Garde-Freinet; puis SW-NE de ce village au Col de Vignon; et enfin sensiblement W-E du Col à Plan-de-la-Tour et Sainte-Maxime.

Dans chacun de ces trois tronçons, la schistosité est approximativement perpendiculaire à la coupe. Nous étudierons successivement chacun d'eux.

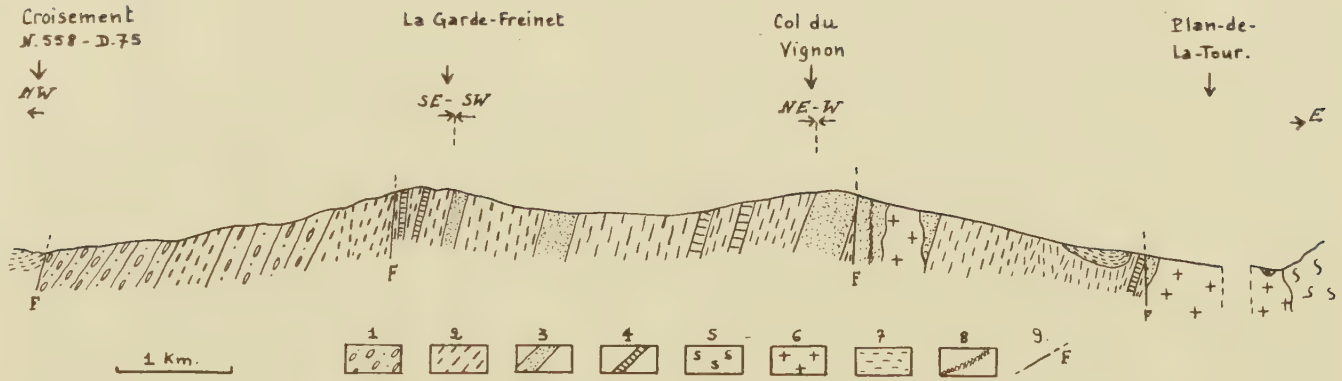


FIG. 7. — *Coupe géologique du Vallon de Saint-Daumas à Sainte-Maxime par La Garde-Freinet.*

1. — Gneiss du *Groupe de Bormes.*
2. — Micaschistes } *Groupe du Cap Nègre.*
3. — Gneiss }
4. — Amphibolites et leptynites du *Groupe de la Tuilerie* (Gassin).
5. — Embréchites du *Groupe de Saint-Tropez.*
6. — Granites intrusifs.
7. — Houiller — Permien.
8. — Mylonites.
10. — Failles.

a) ENTRE LE VALLON DE SAINT-DAUMAS ET LA GARDE-FREINET

Le vallon de Saint-Daumas dans sa partie Nord entaille largement le Permien, faiblement incliné et constitué par des grès fins, lie de vin et vert-jaune. Ces formations affleurent jusqu'aux abords du croisement de la N. 558 et de la D. 75.

A 200 m au Sud de ce point, la N. 558 pénètre dans les terrains métamorphiques et les recoupe par de nombreux virages.

On rencontre du NW au SE les faciès suivants :

Faciès	*Groupes cristallophylliens*	*Zones*
— gneiss massifs avec amygdales aplitiques fines et étirées; — faciès œillé local;	Groupe de Bormes	
— micaschistes très quartzeux à 2 micas et grenat;	Groupe du Cap Nègre	
(cette succession se répète une deuxième fois)		
——— contact faillé ———		Zone des Micaschistes Inf.
— micaschistes à deux micas pauvres en minéraux. Bancs de gneiss à 2 micas, soit fins, soit largement cristallisés et finement œillés;	Groupe du Cap Nègre	
— amphibolites à niveaux leptyniques.	Groupe de Croix-Valmer-La Tuilerie (Gassin)	

Le Permien est ici visiblement effondré par rapport au socle cristallin.

Dès les premiers affleurements, les gneiss montrent des caractères très comparables à ceux de Bormes; les amygdales aplitiques sont cependant beaucoup plus fines. Localement, les gneiss amygdalaires se chargent d'yeux feldspathiques, observables dans le talus de la route, à l'Ouest de l'Oratoire Sainte-Thérèse.

Les couches plongent tantôt vers le Nord, tantôt vers l'Ouest, entre 45° et 60°.

A environ 2 km du début de la coupe, un virage en épingle à cheveux traverse une bande de micaschistes très quartzeux, à grands cristaux de micas et grenat large de 250 m. Celle-ci épouse

exactement le pendage des gneiss du groupe de Bormes qui la limitent à l'Ouest comme à l'Est.

Un autre affleurement, réplique du précédent, s'observe à l'Ouest du lieu dit « l'Oratoire ».

Les rapports de ces micaschistes et des gneiss du groupe de Bormes n'apparaissent pas le long de la coupe. Mais au Sud, sur les pentes Ouest et Est des collines des Pougrasses, les micaschistes se terminent subverticaux, pincés dans les gneiss également très redressés. Ces micaschistes se trouvent donc en position synclinale, conservés dans des replis des gneiss.

Le passage de la faille de l'Oratoire se signale par l'existence de 2 m environ de mylonites, que l'on peut observer dans une carrière en bordure de la route à 150 m à l'ouest de l'oratoire (monument).

A l'Est de l'accident, on trouve à nouveau des micaschistes à deux micas du groupe du Cap Nègre, dans lesquels s'intercalent deux passées étroites d'amphibolites. Celles-ci se rattachent au groupe de Croix-Valmer par leurs alternances de lits amphiboliques et leptyniques.

Quant aux micaschistes, si les minéraux y sont rares, par contre, les niveaux de gneiss prennent un développement important. Ils sont tantôt étroits (quelques mètres au plus) à grain fin; tantôt forment de larges bandes très feldspathiques et même parfois finement œillées.

La carrière immédiatement au Nord de La Garde-Freinet, en bordure de la N. 558, est ouverte dans une de ces lentilles de gneiss embréchitiques.

Le pendage, désormais orienté vers l'Ouest, est généralement subvertical.

b) DE LA GARDE-FREINET AU COL DU VIGNON

Ce tracé SW-NE suit la D. 75, qui, dans un dessin très sinueux, traverse successivement et plusieurs fois, les faciès précédemment décrits et situés à l'Est de la faille de l'Oratoire, c'est-à-dire le groupe du Cap Nègre, avec ses micaschistes et ses gneiss, et celui de Croix-Valmer avec les amphibolites.

Pour éviter des répétitions fastidieuses, nous ne nous étendrons pas sur ce tronçon et poursuivrons la coupe à partir du Col de Vignon.

c) DU COL DU VIGNON A SAINTE-MAXIME

La route D. 74 du Col du Vignon à Sainte-Maxime emprunte la vallée encaissée du Préconil d'Ouest en Est.

Faciès	*Groupes cristallophylliens*	*Zones*
— micaschistes à 2 micas plus ou moins riches en grenats, larges bandes de gneiss intercalés. *Cet ensemble est :* faillé, localement mylonitique, traversé par un granite à deux micas;	Groupe du Cap Nègre	Zone des Micaschistes Inf.
— conglomérat, grès, schistes stéphaniens;	Houiller de Plan de La Tour	Non métamorp.
— micaschistes à 2 micas;	Groupe du Cap Nègre	Zone des Micaschistes Inf.
— amphibolites à lits leptyniques;	Groupe de La Tuilerie (Gassin)	
——— Contact anormal de Grimaud ———		
— gneiss à 2 micas;	Groupe du Cap Nègre	
——— Granite intrusif de Plan-de-la-Tour ———		
— embréchites avec lits aplitiques et lentilles pegmatitiques.	Groupe de Saint-Tropez	Migmatites

Groupe du Cap Nègre

Le Col du Vignon qui sépare le versant de La Garde-Freinet de celui de Plan-de-la-Tour - Sainte-Maxime se place à la limite entre les micaschistes à deux micas et une bande de gneiss, tous deux appartenant au groupe du Cap Nègre.

Ces gneiss massifs sur 150 m environ à partir du Col, se chargent progressivement en lentilles leucocrates dont la taille augmente au fur et à mesure qu'on se dirige vers l'Est. Autour des lentilles, des concentrations de biotite, de plusieurs centimètres en soulignent les contours puis finissent par occuper les espaces entre les lentilles devenues très volumineuses.

A 300 mètres du Col, l'une d'entre elles, plus importante que les autres, a été exploitée en carrière.

Ces gneiss sont cassés : tantôt transformés en mylonites franches, tantôt seulement écrasés, micaschisteux et encore reconnaissables avec leurs petits feldspaths globuleux.

Un granite à gros grain, chloriteux et localement écrasé, affleure à 1,800 km du Col du Vignon, au sein des gneiss. Il forme une bande large en moyenne de 500 m; longue de 5 km environ, qui s'interrompt brusquement au contact d'un accident E-W qui passe au fond du thalweg, entre la nouvelle et l'ancienne route de Plan de la Tour au Col du Vignon.

Houiller de Plan-de-la-Tour

Les sédiments détritiques qui constituent le Carbonifère de Plan-de-la-Tour sont d'âge stéphanien, comme le montre la flore qu'on y ramasse. Ils ont un pendage variable en intensité et en direction, plus accentué à l'Est qu'à l'Ouest.

Des plis souples et aigus sont souvent bien dessinés par les bancs gréseux intercalés dans les poudingues (quartier des Lions). Mais aucune mylonite n'est visible; tout au plus, observe-t-on des dérangements de couches.

Parmi les galets du conglomérat, on peut recueillir un échantillonnage de toutes les roches cristallophylliennes voisines, y compris les mylonites. Les galets de granite sont très rares, généralement altérés; je n'en ai observé aucun de granite porphyroïde.

Groupes du Cap Nègre et de La Tuilerie (Gassin)

A l'Est du Houiller, les micaschistes réapparaissent ainsi qu'une passée de quelques mètres d'amphibolite avec lits leptyniques.

Une nouvelle zone d'écrasement, N-S, leur fait suite. Des répétitions de mylonites, séparées par des roches plus ou moins écrasées, se succèdent sur une cinquantaine de mètres de large au Nord du hameau du Varnet, et marquent le passage d'un accident important : *l'accident de Grimaud.*

Groupe du Cap Nègre; Granite intrusif de Plan-de-la-Tour

Un étroit affleurement de gneiss à deux micas que l'on doit rapporter au groupe du Cap Nègre, sépare la zone mylonitique du granite de Plan-de-la-Tour.

Ce granite à gros grain, porphyroïde, est assez homogène, non écrasé, mais souvent altéré. La carrière ouverte à 1 km à l'Ouest

de Plan-de-la-Tour, traversée par un filon de dolérite, fournit actuellement des échantillons frais.

La bande granitique, large de 3 km selon le méridien de Plan-de-la-Tour, est traversée par la D. 74, qui se dirige vers Sainte-Maxime.

Le contact du granite et des embréchites s'effectue à 1,500 km à l'Est de Plan-de-la-Tour. Une carrière judicieusement placée, permet de l'étudier.

Le granite devenu très leucocrate est à grain fin, encore localement porphyroïde; il se voit à l'Ouest du front de taille. Au centre de la carrière, dans ce granite, on aperçoit des blocs de quelques mètres cubes, diversement orientés, d'un gneiss très feldspathique, bien lités. Enfin, vers l'Est, affleurent les embréchites, que l'on ne quitte plus jusqu'à Sainte-Maxime.

Groupe de Saint-Tropez

Les embréchites de la vallée du Préconil ressemblent à celles de la presqu'île de Saint-Tropez, décrites dans la coupe n° 2.

Ce sont des roches à deux micas, massives ou schisteuses, contenant des lits de quelques centimètres à 1 mètre d'aplite et de pegmatite.

Leur pendage est d'environ 60° SE.

Conclusions

Les faits essentiels, observés au long de cette coupe sont les suivants :

— au point de vue zonéographique : dans la chaîne septentrionale, comme dans la chaîne littorale, les ectinites les plus profondes appartiennent à la zone des micaschistes inférieurs;

— au point de vue des faciès : les bancs de gneiss dans les micaschistes du groupe du Cap Nègre sont fréquents et bien développés; certains prennent les faciès d'embréchites œillés;

Dans le groupe de Croix-Valmer, les alternances de micaschistes et de leptynites (habituellement associés aux amphibolites dans la chaîne littorale) sont pratiquement inexistantes;

— au point de vue tectonique : le Massif des Maures se présente comme un horst par rapport au bassin permien effondré.

Les accidents N-S sont multiples, et les roches écrasées fréquentes.

Le bassin stéphanien est plissé, mais non mylonitique; la coupe met en évidence son indépendance à l'égard de l'accident de Grimaud.

Enfin, deux granites intrusifs affleurent, différemment affectés par la tectonique.

V. — Les problèmes posés

Deux groupes de faits — dont découlent un certain nombre de problèmes — se dégagent des cinq coupes effectuées au travers des schistes cristallins des Maures.

1° La structure isoclinale (apparemment simple mais, de fait très complexe), caractérise la Chaîne des Maures, ainsi que les auteurs précédents le pensaient.

2° Les groupes cristallophylliens se répartissent en deux ensembles, séparés du Nord au Sud par l'accident de Grimaud-Moulins de Paillas.

A l'Est : les migmatites de Saint-Tropez;

A l'Ouest : des ectinites formant une succession continue.

Les niveaux les plus métamorphiques restent dans la zone des micaschistes inférieurs. L'horizon fossilifère, inclus dans la zone des micaschistes supérieurs, est d'âge gothlandien.

Dans les ectinites, les gneiss de Bormes sont apparus avec des caractères très particuliers qui les différencient, à l'affleurement déjà, des gneiss à deux micas classiques, auxquels les auteurs, jusqu'à présent, les ont assimilés.

Dès lors, le problème des relations entre le gneiss de Bormes et les micaschistes qui les encadrent, se pose. En 1946, A. Demay l'a soulevé, mais sans le résoudre, mettant en doute ses propres hypothèses de 1927, relatives à la « nappe de Bormes ».

Les gneiss de Bormes représentent-ils un axe anticlinal ou un ancien niveau sédimentaire interstratifié ?

Après un levé au 1/20.000e, l'étude pétrographique répondra à cette question.

Deux autres problèmes aussi importants se posent : ceux de la limite et de l'âge des migmatites.

Nous déterminerons ultérieurement la position du « front des migmatites ».

Enfin, la description pétrographique et la zonéographie des schistes cristallins des Maures qui n'a jamais été entreprise systématiquement jusqu'à ce jour, sera surtout développée dans ce mémoire. Les problèmes pétrologiques devant être examinés en détail dans une étude ultérieure, nous tenterons plus particulièrement de fixer ici :

a) les relations zonéographiques entre les divers groupes cristallophylliens;

b) les étapes du métamorphisme.

DEUXIEME PARTIE

A. — LES SERIES CRISTALLOPHYLLIENNES DU MASSIF DES MAURES

J'examinerai, dans cette deuxième partie, au double point de vue pétrographique et zonéographique, les groupes cristallophylliens qui viennent d'être définis par les diverses coupes au travers du Massif.

La succession régulière et isoclinale des ectinites, m'a incitée à choisir, comme plan d'étude, leur ordre de superposition de l'Ouest vers l'Est.

J'étudierai ensuite les migmatites, enfin les granites intrusifs.

I. — Groupe des quartzophyllades et quartzites du Fenouillet

INTRODUCTION

Les faciès qui forment le « groupe du Fenouillet », ont toujours été considérés comme appartenant aux séries les moins métamorphiques du Massif des Maures, et désignés indistinctement sous le nom de « phyllades » jusqu'en 1931.

A cette date, H. Schoeller, dans la notice des feuilles au 1/50.000e Hyères, puis Porquerolles (1932), les décrit sommairement sous le nom de « Série des quartzites feuilletés de Giens et de Porquerolles ».

La découverte par H. Schoeller de Graptolites gothlandiens dans les schistes de la chapelle de N. D. du Fenouillet, inclus dans cette série, apporte une très intéressante précision. L'édition 1951 de la feuille Toulon au 1/80.000e indique, en effet, qu' « une partie importante de ces quartzites et de ces phyllades doit être attribuée au Silurien ».

La surface occupée sur cette carte par les terrains siluriens correspond à l'Ouest et à la moitié sud du Fenouillet, à la totalité de Giens, et à la plus grande partie de Porquerolles.

Mes levés au 1/20.000e, et létude pétrographique m'ont permis de distinguer dans la série cartographiée comme silurienne, trois groupes de faciès imposés par leurs caractères pétrographiques et notamment leur degré de métamorphisme différents.

En conséquence, j'ai été conduite à modifier les contours de la feuille de Toulon au 1/80.000e dans le Massif du Fenouillet et la région de Pierrefeu (carte hors-texte).

Ces résultats sont développés ci-dessous :

1° EXTENSION DU GROUPE DU FENOUILLET

Les faciès du groupe des quartzophyllades et quartzites du Fenouillet couvrent moins de la moitié de la superficie de la colline du Fenouillet (nord d'Hyères), dont ils occupent le Sud et l'Ouest.

Ils affleurent en outre, vers le Nord, au Mont Redon, dont ils constituent l'extrémité ouest, ainsi qu'au Redon (de Pierrefeu) au SW d'Hyères. A Pierrefeu enfin, ils supportent une partie de l'agglomération et la chapelle Sainte-Croix.

Au sud du Fenouillet, ils couvrent la totalité de la Presqu'île de Giens et l'Ile Grand-Ribaud, ainsi que les neuf dixièmes de Porquerolles.

2° LES FACIES

a) Les faciès dominants

Ce groupe est caractérisé essentiellement par trois types de faciès :

— des schistes sériciteux, très quartzeux ou *quartzophyllades* de couleur gris cendré, quelquefois roussâtres. Les microplissements sur les surfaces *s* sont de règle, et le quartz d'exudation, parallèle à la schistosité est fréquent. Ils sont bien représentés dans la partie ouest du Fenouillet ainsi qu'à Pierrefeu et à Porquerolles.

— des *quartzites* divisés *en feuillets*, d'une fraction de millimètre à quelques millimètres, par des lits sériciteux étroits. Ils semblent particulièrement aptes à donner des replis, et « crochons » de détail, comme le montre la photo n° 1 (Pl. I). Ils affleurent dans le centre et l'est de la presqu'île de Giens, accessoirement au Fenouillet.

— des *quartzites massifs*, blancs ou gris, passant insensiblement à des quartzites lités puis à des quartzites feuilletés. Ils forment les reliefs depuis Pierrefeu jusqu'à Porquerolles en passant par le Fenouillet et Giens.

b) Faciès secondaires

Des faciès secondaires dont les affleurements sont toujours réduits peuvent encore être observés, interstratifiés dans les précédents. Ce sont :

— les *schistes ampélitcux*, noirs, friables et localement fossilifères ;

— des *phtanites gris-noir*, à litage bien marqué et à débit parallélipipédique ; le seul affleurement que j'ai rencontré se situe dans la partie occidentale de Giens, à l'ouest du quartier de la Madrague.

3° PETROGRAPHIE

a) Les faciès dominants

— *les quartzophyllades :*

Je prendrai comme type un échantillon recueilli au château d'Hyères.

La composition minéralogique est la suivante (micrographie, fig. 8) :

— quartz
— séricite
— chlorite
— ilménite (leucoxène)
— tourmaline
— épidote.

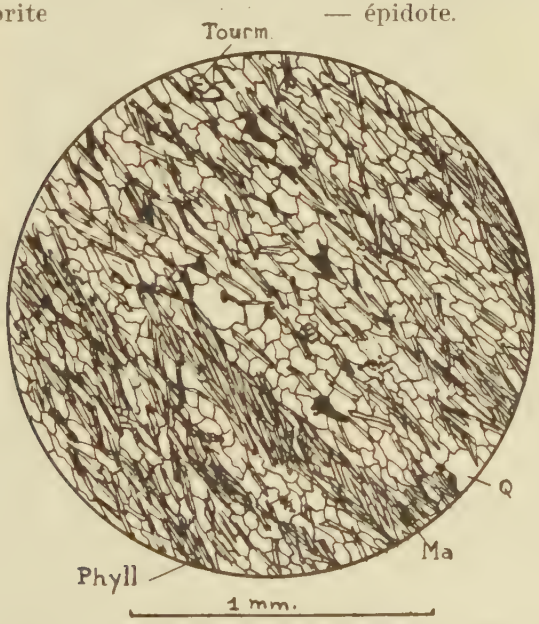


Fig. 8. — *Quartzophyllade du château d'Hyères.*
Q = quartz ; Pyll. = séricite + chlorite ;
Tourm. = tourmaline ; Ma = magnétite.

La structure est lépidoblastique.

La séricite et la chlorite dessinent des lits serrés qui emprisonnent des alignements ou des nids de cristaux de quartz recristallisés, à extinction onduleuse. La taille moyenne des grains de quartz est de 10 μ, et ils ont une tendance marquée à s'aplatir suivant la schistosité.

Les phyllites se présentent en lamelles très étroites, longues au maximum de 30 μ. La chlorite est généralement vert pâle, faiblement biréfringente : elle est associée à une variété vert-brunâtre, faiblement pléochroïque, dont la biréfringence est celle de la séricite. Ce minéral est fréquent dans les schistes magnésiens (1) de la zone des micaschistes supérieurs.

Parmi les minéraux accessoires, l'ilménite est abondant, sous forme de baguettes, de grains ou de poussières, et partiellement altéré en leucoxène.

Enfin quelques grains détritiques d'épidote et de tourmaline sont visibles.

L'analyse chimique de cet échantillon a donné les résultats suivants :

Analyse n° 4. — Quartzophyllade du Château du Fenouillet
An. Bertrandy (Marseille, 1955)

	N° 4
SiO_2	61,15
Al_2O_3	19,75
Fe_2O_3	1,18
FeO	6,30
MnO	0,17
MgO	1,20
CaO	1,05
Na_2O	0,68
K_2O	2,18
P_2O_5	0,62
TiO_2	0,92
H_2O	4,60
Total	99,80

Notons dès à présent la richesse en fer de ces roches.

(1) Jung J., Roques M. (47), p. 16.

— *les quartzites feuilletés.*

Je décrirai un échantillon provenant du vallon situé à l'est du mur de fortification du château d'Hyères.

Au microscope, la composition minéralogique est la suivante :

— quartz
— séricite
— chlorite
— plagioclase
— limonite
— poussières ferro-titanées
— tourmaline
— apatite (rare).

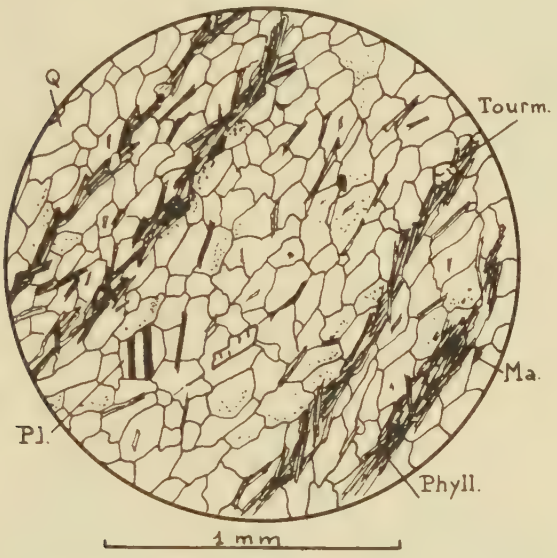


Fig. 9. — *Quartzite feuilleté d'Hyères.*
Les lits presque exclusivement quartzeux (Q) alternent avec des lits étroits occupés par les phyllites (Phyll.) : séricite + chlorite.
Tourm. = tourmaline; Pl. = plagioclases; Ma = magnétite.

La micrographie (fig. 9) met en évidence l'alternance, très nette de lits presque exclusivement quartzeux, dont la largeur oscille entre 1/5 de mm et 1 mm, et de lits étroits de séricite et de chlorite.

Le quartz, à extinction onduleuse, est en cristaux engrenés, légèrement aplatis suivant la schistosité indiquée par les lits phylliteux. Le plagioclase est généralement peu abondant, frais, maclé : c'est une albite An_9. La tourmaline n'est pas rare.

La structure est granolépidoblastique.

La composition chimique de cet échantillon est donnée par l'analyse ci-jointe :

Analyse n° 8. — Quartzites feuilletés. Hyères
(Est des fortifications du Château)
An. Bertrandy (Marseille, 1956)

	N° 8
SiO_2	82,00
Al_2O_3	9,14
Fe_2O_3	néant
FeO	2,23
MnO	0,28
MgO	0,80
CaO	0,16
Na_2O	1,35
K_2O	1,50
P_2O_5	0,07
TiO_2	0,59
H_2O	1,86
Total	99,98

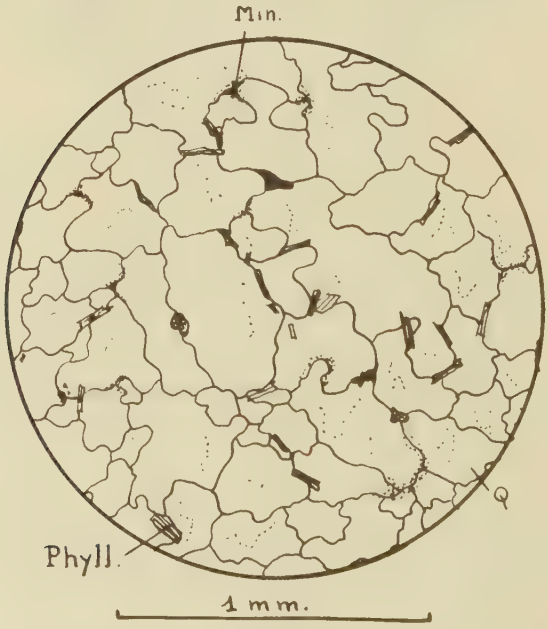


Fig. 10. — *Quartzite massif de la Croix du Fenouillet.*
Q = quartz; Phyll. = séricite + chlorite; Min. = oxyde de fer.

La proportion d'alumine montre que les phyllites ne sont nullement négligeables dans ce type de quartzite.

— *Les quartzites massifs.*

L'échantillon-type est pris à la Croix du Fenouillet (fig. 10).

Sa composition minéralogique se résume en :

— quartz
— séricite
— rutile
— zircon
— tourmaline
— poussières ferrugineuses.

La structure est caractérisée par des plages isométriques de quartz, engrenées, à extinction onduleuse, irrégulièrement saupoudrées de pigment ferrugineux. La séricite est peu abondante : elle se loge à la limite des cristaux de quartz dont elle souligne les contours.

On trouve également quelques grains détritiques de rutile, de zircon et de tourmaline.

b) Les faciès secondaires

— *les schistes ampéliteux :*

Les schistes à Graptolites de N. D. du Fenouillet, pincés dans les quartzites massifs, fourniront le type de ce faciès.

Composition minéralogique :

— quartz
— pigment charbonneux
— pyrite.

Les matières charbonneuses très abondantes, associées à la pyrite constituent essentiellement le fond de la roche, sans aucune indication de schistosité. Une fine poussière de cristaux de quartz, et quelques plages de dimensions très variables, à extinction onduleuse se détachent sur le fond opaque. Des veines de quartz recristallisé occupent quelques fissures du schiste.

Cette roche est très faiblement métamorphique. Lorsque les schistes ampéliteux sont interstratifiés dans les quartzophyllades, la séricite s'ajoute, en petite quantité, et marque la schistosité.

— *les phtanites :*

Un échantillon prélevé à l'ouest de la Madrague-de-Giens, en bordure du chemin qui conduit à la Pointe des Chevaliers, montre la composition minéralogique suivante :

— quartz
— séricite
— pigment charbonneux et ferrugineux.

La roche est entièrement recristallisée, et ne laisse apercevoir aucune trace d'organismes. Elle se résout en un fin agrégat de grains de quartz de 50 μ en moyenne. La schistosité est indiquée par des poussières opaques disposées en lits. Quelques paillettes de séricite orientées contribuent à souligner le litage de la roche.

4° CARACTERES DU SEDIMENT ORIGINEL

L'abondance du quartz; l'alternance fréquemment répétée de lits quartzeux et de lits phylliteux, très étroits, accusent le caractère rythmique et finement détritique de la sédimentation qui a donné naissance aux quartzophyllades et quartzites du Fenouillet.

En outre, la présence de faciès ampéliteux interstratifiés, la richesse en fer de ces roches, indique le caractère peu profond de ces dépôts de type flysch.

Conclusions

Les faciès du groupe du Fenouillet représentent une ancienne formation de flysch détritique fin, marquée par un métamorphisme faible, mais non négligeable.

Tous les schistes cristallins qui constituent ce groupe appartiennent par leur composition minéralogique à la zone des micaschistes supérieurs.

II. — Groupe des schistes à chloritoïde des Maurettes

Introduction

Jusqu'aux travaux de H. Schoeller [86] [88] l'individualité de ce groupe est passée inaperçue. Il était rattaché, sous le terme de « phyllade », à l'ensemble des schistes cristallins occupant la partie occidentale des Maures.

H. Schoeller le désigne sous le nom de « Phyllade d'Hyères ».

La feuille Toulon au 1/80.000e (1951) définit sous cette même appellation « des phyllades noirs ou bleus (schistes sériciteux et séricito-schistes) qui vers l'Ouest passent insensiblement au Silurien. Quelques lits de cipolins s'y intercalent ».

L'étude détaillée de ce faciès a montré la fréquence du chloritoïde dans cette formation et le comportement de ce minéral dans la roche. Le chloritoïde n'avait été signalé jusqu'à ce jour par aucun auteur.

Ces observations et les conclusions qui en découlent sont exposées ci-dessous.

1° EXTENSION DU GROUPE DES MAURETTES

Les faciès du groupe des Maurettes sont très étendus (carte hors-texte). Ils forment du nord au sud du Massif une bande de 4 km de largeur moyenne, allongée grossièrement du N-NE au S-SW, depuis la région de Pignans jusqu'au nord d'Hyères.

Des accidents E-W ou SW-NE la découpent en compartiments qui sont autant de vallons permettant de les observer; du Sud au Nord : les vallons du Viet, de Valbonne, de la Grande Bastide. En outre, la vallée du Réal Martin, affluent du Gapeau la traverse entre Pignans et son confluent au nord du Fenouillet.

On retrouve les schistes à chloritoïde des Maurettes à l'extrémité orientale de Porquerolles.

2° LES FACIES

a) Le faciès dominant

C'est celui des *schistes à chloritoïde.*

Ces roches sont généralement gris de fer, d'aspect homogène sur de grandes étendues. Elles se débitent en dalles épaisses de quelques centimètres avec beaucoup de facilité.

Le chloritoïde est tantôt bien cristallisé; il apparaît alors sur les surfaces *s* du schiste, suivant les lamelles de clivage, en cristaux vert sombre de 1 à 2 mm. Plus généralement, il est submicroscopique, mais la roche n'en est pas moins aisée à reconnaître.

Ce faciès est bien représenté dans la colline des Maurettes (partie orientale du Fenouillet), entre les vallons de Valbonne et Pierrefeu, ainsi que dans la région sud de Pignans et dans l'île de Porquerolles.

b) Les faciès associés

— *Les schistes troués à limonite.*

Les schistes à chloritoïde passent insensiblement à des schistes également gris foncé dont les surfaces *s* sont irrégulièrement constellées de petites cupules ovoïdes de 2 à 5 mm de grand axe, plus ou moins grossièrement alignées; elles sont généralement vides.

Je les ai signalés lors de la description des coupes à travers le Fenouillet, dans le vallon de la Bayorre; ils affleurent également à l'est du château d'Hyères.

— *Les calcaires recristallisés et les calcschistes.*

Des calcaires gris sombre, très cristallins, à grain fin, et veinés de calcite blanche, rose ou ocre forment des lentilles dans les schistes gris de fer.

Tels sont les calcaires du Col du Fenouillet, de Giens et des Maurettes.

Ces roches peuvent aussi se charger en micas (muscovite, chlorite). Le calcaire devient plus clair et schisteux. On passe progressivement des calcaires micacés aux calcshistes. Dans ces derniers, la calcite constitue soit des yeux subcirculaires de 3 à 5 mm de diamètre, qui écartent les lits micacés; soit encore des veines ou des poches dans les schistes sériciteux généralement plus clairs que les schistes à chloritoïde auxquels ils sont associés.

Les calcschistes se rencontrent dans le vallon de la Bayorre. Ce faciès est beaucoup moins fréquent que celui des calcaires recristallisés.

c) Faciès accidentel

Des affleurements d'*amphibolites,* peu importants, très circonscrits, se rencontrent au voisinage des accidents qui morcellent le massif du Fenouillet. Je ne les ai jamais observés ailleurs.

Ce sont des roches de couleur vert clair, à patine blanchâtre, généralement massives (à cristaux enchevêtrés); beaucoup plus rarement schisteuses.

3° PETROGRAPHIE

Le faciès dominant :

— *les schistes à chloritoïde*

J'ai choisi l'échantillon-type de ce faciès au nord du vallon de la Bayorre.

La composition minéralogique est la suivante :

— quartz
— séricite
— chlorite
— chloritoïde
— biotite
— poussières ferrugineuses.

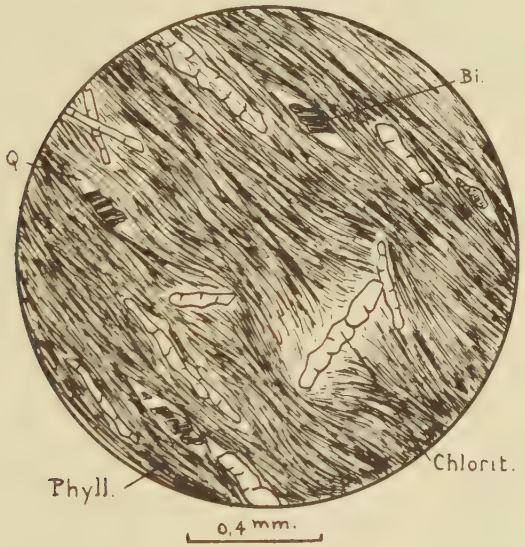


Fig. 11. — *Schiste à chloritoïde du Vallon de la Bayorre* (W. d'Hyères).
La biotite (Bi.) en lamelles perpendiculaires à la schistosité, accompagne le chloritoïde (chlorit.) dans cette roche.
Q = quartz; Phyll. = séricite + chlorite.

La structure est lépidoblastique.

La séricite et la chlorite en fines lamelles disposées en lits sont associées à du quartz en cristaux isolés ou groupés en amas lenticulaires. Sur ce fond quartzophylliteux se voient les porphyroblastes de chloritoïde dont la taille est communément de 0,5 mm.

Les cristaux sont soit isolés, soit groupés par deux, plus rarement en faisceaux. La plupart sont alignés parallèlement à la schistosité, mais certains ont une obliquité très accusée et écartent autour d'eux les phyllites (micrographe, fig. 11).

Enfin, la biotite se rencontre en petite quantité. Elle est très fraîche, brune, fortement pléochroïque; les clivages sont toujours perpendiculaires aux alignements séricito-chloriteux. La dimension des cristaux est comprise entre 0,45 mm et 0,15 mm. Les plages les plus largement cristallisées se voient au voisinage des baguettes obliques de chloritoïde. La biotite est donc contemporaine, ou postérieure à la formation de ce minéral.

En résumé, le schiste à chloritoïde a été le siège de deux épisodes métamorphiques. Par le premier, il appartient à la zone des micaschistes supérieurs; le second, le place à la partie supérieure de la zone des micaschistes inférieurs.

Deux analyses chimiques ont été effectuées l'une dans un schiste à chloritoïde bien développé; l'autre dans un schiste à chloritoïde naissant. Ces deux analyses ne présentent de différences notables que dans les teneurs en fer, dues à la présence de magnétite, assez abondante dans l'échantillon relatif à l'analyse n° 16.

Analyse n° 15. — Schiste à chloritoïde du vallon de la Bayorre
An. Bertrandy (Marseille, 1957)

Analyse n° 16. — Schiste à chloritoïde naissant des Maurettes
An. Bertrandy (Marseille, 1957)

	N° 15	N° 16
SiO_2	56,38	55,15
Al_2O_3	24,70	23,00
Fe_2O_3	0,82	3,72
FeO	5,95	6,15
MnO	0,10	0,12
MgO	1,46	2,16
CaO	0,46	0,28
Na_2O	1,95	1,24
K_2O	1,55	2,19
P_2O_5	0,22	0,12
TiO_2	0,82	0,88
H_2O	5,31	4,82
Total	99,72	99,80

Il convient de remarquer que ces résultats comparés à ceux des 27 analyses de schistes donnés par P. Lapadu-Hargues [54] montrent que les schistes à chloritoïde des Maurettes sont plus riches en alumine et corrélativement plus pauvres en silice que la moyenne des roches qui leur sont homologues.

b) Les faciès associés

— *schistes à limonite.*

L'échantillon décrit a été prélevé en bordure de la route qui conduit au château d'Hyères, à l'est des fortifications.

Le microscope révèle la composition suivante :

— quartz
— séricite
— chlorite.
— limonite
— pigment charbonneux.

Le quartz est en menus cristaux. La séricite et la chlorite forment un feutrage de fines lamelles orientées parallèlement au clivage de la roche, et sont accompagnées d'une poussière dense de pigment charbonneux et ferrugineux. Des cristaux d'une chlorite incolore ont cristallisé perpendiculairement à la schistosité.

La limonite dessine des traînées et entoure les cupules, à bords déchiquetés, représentant vraisemblablement d'anciens cristaux d'un sel de fer, limonitisés.

—*calcaires recristallisés.*

La composition minéralogique d'un échantillon moyen, pris dans les calcaires recristallisés du Col du Fenouillet est la suivante :

— calcite
— quartz
— muscovite
— magnétite
— limonite
— oligoclase (rare).

La calcite est soit en larges plages, dont les clivages sont soulignés par des poussières opaques; soit encore en petits cristaux aplatis suivant une direction commune. Celle-ci est adoptée également par les alignements des paillettes de séricite et de muscovite, par les cristaux de quartz à extinction onduleuse disposés en chapelets.

La magnétite est quelquefois bien cristallisée en octaèdre; plus généralement, elle occupe les joints stylolithiques de la roche, et est entourée d'un fin liseré de limonite.

Le plagioclase est rare; il s'agit d'un oligoclase voisin de l'albite.

En outre, certaines lames minces taillées dans des échantillons qui ne se distinguent en rien extérieurement, de celui qui vient d'être décrit, montrent des plages de calcite à contours émoussés, entourées d'un liseré de limonite, et disposées de façon quelconque par rapport au fond de la roche. Sur ces plages qui ont une extinction unique, se distingue un réseau de ponctuations plus ou moins bien conservées. Il s'agit vraisemblablement d'entroques, épargnées par la recristallisation (micrographie, fig. 12).

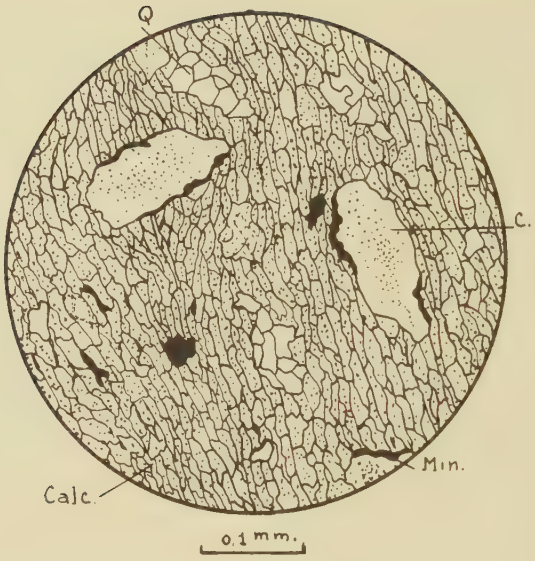


Fig. 12. — *Calcaire recristallisé du Col du Fenouillet.*

Des plages de calcite (C) rappelant les entroques et ourlées d'une accumulation de granules d'oxyde de fer (Min.) se détachent sur le fond de la roche, constitué principalement par de la calcite (calc.) recristallisée. Q = quartz.

— *les calcschistes.*

Ils montrent des yeux composés de calcite, à clivages tordus, écartant les constituants qui occupent le fond de la roche, c'est-à-dire : une chlorite vert foncé, faiblement biréfringente, de la séricite plus rare, et la magnétite abondante.

c) Faciès accidentel :

— *les amphibolites.*

Un échantillon provenant des Maurettes peut être considéré comme le type moyen de ce faciès (micrographie, fig. 13).

Composition minéralogique :

— hornblende
— albite
— épidote
— sphène
— chlorite
— calcite.

L'amphibole est une hornblende vert-bleu, très peu colorée, faiblement pléochroïque ; $z/c = 17°$; les clivages sont soulignés par de la limonite. Les cristaux sont généralement de grande taille, mais de fins cristaux aciculaires, enchevêtrés apparaissent au milieu des plagioclases.

L'albite en larges plages rectangulaires, maclées, orientées en tous sens occupent le fond de la roche; elles emprisonnent des amas de grains d'épidote et de zoïsite.

Le sphène qui est abondant ne présente pas de forme cristallographique; il se situe à la limite des cristaux de plagioclase.

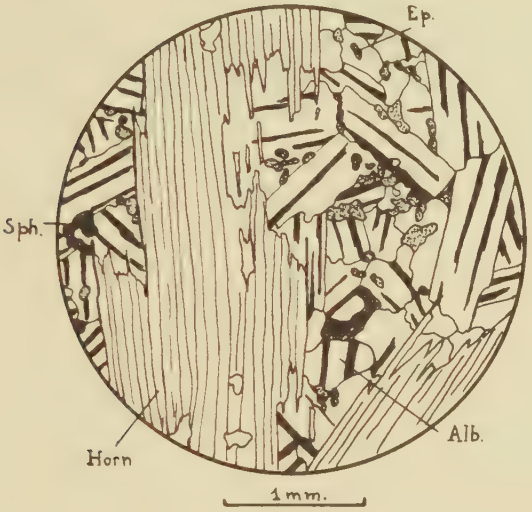


Fig. 13. — *Amphibolite des Maurettes* (Hyères)
Alb. = albite; Horn. = Hornblende; Ep. = épidote; Sph. = sphène.

La calcite et la chlorite sont plus ou moins abondantes suivant le degré d'altération de la roche.

La structure enchevêtrée des plagioclases et de l'amphibole rappelle celle des dolérites.

Ce caractère s'ajoutant aux observations de terrain, permet de les considérer comme des roches « ortho », dérivant de dykes doléritiques, par métamorphisme dans les zones supérieures.

4° CARACTERES DU SEDIMENT ORIGINEL

Les faciès du groupe des Maurettes sont caractérisés par la prédominance du faciès schiste, associé localement à des calcaires. Le sédiment originel peut donc être assimilé essentiellement à une pélite riche en fer (ainsi que l'indique l'analyse chimique), dans laquelle les calcaires organiques (entroques ?) formaient des lentilles.

Conclusions

Dans les schistes à chloritoïde des Maurettes l'étude pétrographique a mis en évidence deux temps de métamorphisme.

Le plus ancien a transformé les sédiments pélitiques en schistes de la zone des micaschistes supérieurs (chlorite, séricite).

Le second s'est effectué dans une zone plus profonde et a permis la cristallisation du chloritoïde puis de la biotite.

Il est impossible de préciser (dans ce paragraphe) si ces deux phases de métamorphisme ont été très éloignées dans le temps.

III. — Groupe des schistes et quartzites du Loli

Introduction

Je désigne sous ce terme, des faciès qui ont été décrits par H. Schoeller [86], pour la première fois, sous le nom de « séries des schistes et quartzites du Loli ».

La feuille Toulon au 1/80.000e (1951) les indique.

Les notices explicatives — y compris celle de la feuille Hyères au 1/50.000e — sont fort brèves à leur sujet. Cependant l'étude pétrographique de ce groupe de faciès est très intéressante et je ne crois pas inutile de revenir, dans ce chapitre, sur des descriptions déjà données par d'autres auteurs, ne serait-ce que pour les préciser et les compléter.

1° EXTENSION GEOGRAPHIQUE

La cartographie de ce groupe de faciès est aisée, les affleurements — même de faible étendue — étant faciles à caractériser sur le terrain. Ils sont surtout très différents des schistes à chloritoïde et limonite avec lesquels ils sont en contact à l'Ouest, et du groupe des Berles qui les limitent à l'Est.

Les schistes et quartzites du Loli se développent suivant une bande de 7 km de largeur moyenne, orientée SW-NE entre le parallèle de Carnoules et celui de la Londe-les-Maures ; puis SE-NW au Cap Bénat et dans l'île de Port-Cros. Les falaises dans ces dernières régions mettent en évidence de nombreux plissements anticlinaux et synclinaux successifs.

J'ai déjà signalé, dans l'étude des coupes à travers le Fenouillet, que les faciès du groupe du Loli se voient dans cette colline, localement (vallon de la Bayorre, les Maurettes) où leur présence est intéressante et permet de préciser la tectonique de ce petit massif.

2° LES FACIES

a) Faciès-types

Il a été défini par H. Schoeller à la colline du Loli, au NW du village de la Londe-les-Maures. Je rappellerai les traits essentiels de cet affleurement.

Ce sont des alternances de 4 à 5 m de puissance de quartzites gréseux et micacés gris ou roux, friables, se débitant en petits

bancs, et de schistes ou de micaschistes. Ces derniers sont riches en mica blanc; la limonite est abondante et dessine des traînées brunes sur la roche.

Des lentilles de quartzites compacts, blancs ou gris, veinés de quartz blanc forment des reliefs bien visibles dans la topographie qui est toujours très émoussée, car les quartzites gréseux résistent mal à l'érosion.

b) Les faciès « variantes »

Ainsi qu'il a déjà été indiqué ci-dessus les intercalations schisteuses du groupe du Loli peuvent présenter tous les intermédiaires possibles entre les types ampélites et micaschistes à deux micas.

Les quartzites gréseux sont moins divers d'aspect, toujours micacés, avec ou sans biotite.

En conséquence, il me paraît inutile de décrire tous les faciès-variantes sous peine de répétition; je prendrai seulement un exemple particulièrement typique, et indiquerai ensuite les modifications les plus fréquentes.

— *Schistes et quartzites du Loli* du ravin de Blavier, situé au nord de l'accident de Collobrières-Pierrefeu, à mi-chemin entre ces deux localités.

Les lits micaschisteux, de couleur gris sombre, montrent des plans de schistosité gaufrés, et perpendiculairement à ceux-ci, des cristaux de biotite mordorée de 2 à 3 mm. La puissance de ces lits est de 3 à 5 mètres.

Quant aux niveaux de quartzites gréseux, ils se débitent, comme au Loli, en petits bancs; leur teinte est rousse et ils sont constellés de petites paillettes millimétriques, de mica noir, dont l'orientation, à l'œil nu, semble quelconque.

Des exemples analogues à ceux du ravin de Blavier sont multiples, et leur localisation est très irrégulière au sein de la bande où affleure le groupe du Loli. Qu'il me suffise de citer quelques affleurements : le Col de Fourche, N. D. des Anges (au nord de Collobrières); le vallon de Baudisson (à l'est du ravin de Blavier); le vallon des Borrels, à l'est de la ferme « les Bertrands »; le roc de l'Huile, au nord du Loli; le domaine de Pellegrin, au nord-ouest de la Presqu'île de Bénat ; le vallon de la Bayorre (colline du Fenouillet).

Les plus grandes variations se produisent dans les horizons schisteux où l'on peut rencontrer soit des phyllades, soit des micaschistes à deux micas; ou encore des micaschistes à minéraux submicroscopiques.

Il résulte des observations de terrain que les schistes et les quartzites les moins métamorphiques sont plus développés — en gros — à l'Ouest qu'à l'Est.

Les lentilles de *quartzites compacts* ne se rencontrent jamais associées aux faciès de micaschistes et quartzites gréseux à biotite. Cette dernière constatation nous incite à les situer stratigraphiquement dans la partie supérieure du groupe du Loli.

Le désordre dans la répartition des faciès qui vient d'être constaté est sans doute le fait de plissements serrés, difficiles à suivre en raison de la disposition isoclinale des couches et d'une tectonique de détail assez complexe.

3° PETROGRAPHIE

a) Le faciès-type de la colline du Loli

Je décrirai successivement les micaschistes, puis les quartzites gréseux :

La composition minéralogique des niveaux de *micaschistes* est la suivante :

— quartz — chlorite
— muscovite ($-2V = 44°$) — limonite.

La muscovite est largement cristallisée et forme des lits serrés et parallèles, dans lesquels on trouve de la chlorite, très peu colorée et faiblement biréfringente. Des plages de muscovite bien individualisées et perpendiculaires à la schistosité ne sont pas rares. Les cristaux de quartz sont tantôt isolés entre les phyllites ou constituent eux-mêmes des lits peu micacés de grains isométriques. Enfin, la limonite est en taches ou en traînées, larges de 1 mm, parallèles au clivage de la roche. La structure est lépidoblastique.

Les quartzites apparaissent au microsope formés par :

— quartz — chlorite
— plagioclase — limonite
— muscovite — grenat sericitisé.

Le quartz à extinction onduleuse, en grains isométriques, légèrement aplatis selon la schistosité constitue le fond de la roche. La muscovite et la limonite, accessoirement la chlorite, sont disposées parallèlement. Certaines plages de limonite sont incluses dans des îlots subcirculaires de séricite que l'on doit considérer comme d'anciens grenats pseudomorphosés. Le feldspath est rare; il s'agit d'une albite An_5, pœcilitique. La structure est granolépidoblastique.

— Les *quartzites compacts* sont très proches du type décrit dans le groupe du Fenouillet; je ne reviendrai pas sur leur étude.

b) « Faciès-variantes »

Pour les raisons indiquées précédemment, j'examinerai avec quelques détails les affleurements du *ravin de Blavier* (micrographies, fig. 14).

Les lames minces effectuées dans les niveaux de *micaschistes*, mettent en évidence la composition suivante :

— quartz
— muscovite ($-2\,V = 48°$)
— chlorite
— biotite
— grenat séricitisé
— rutile.

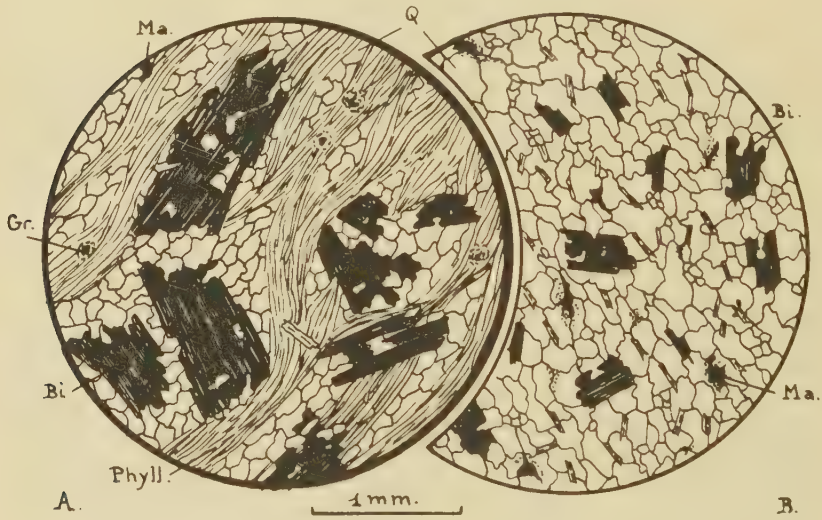


Fig. 14. — *Micaschiste* (*A*) *et Quartzite gréseux* (*B*) *du ravin du Blavier.*
Les phénoblastes pœcilitiques de biotite (Bi) sont obliques ou perpendiculaires à la schistosité. Cette disposition est bien visible dans le micaschiste; les lits phylliteux contiennent de petits grenats (Gr.) pseudomorphosés en séricite et limonite.
Q = quartz; Phyll. = muscovite + séricite + chlorite; Ma. = magnétite.

Les lits phylliteux de 300 μ de large sont formés par un feutrage de paillettes de mica blanc et de chlorite vert pâle, très faiblement pléochroïque et peu biréfringente. On y trouve fréquemment des cristaux subcirculaires, entièrement pseudomorphosés en séricite et qui sont d'anciens grenats; de la limonite y est fréquemment associée.

Entre les lits phylliteux, du quartz recristallisé, à extinction onduleuse, en grains de dimensions irrégulières, constitue des îlots.

L'oxyde de fer dessine des traînées parallèles aux clivages de la roche; les grains de rutile sont dispersés. La chlorite se groupe localement en amas de grandes lamelles limpides.

Enfin, de larges plages de biotite apparaissent, en tous sens, généralement obliques ou perpendiculaires à la schistosité. Les porphyroblastes ont en moyenne 1 mm ; ils sont pœcilitiques et englobent le quartz et les anciens grenats. La structure est lépidoblastique.

Les *quartzites gréseux* ont la constitution minéralogique suivante :

— quartz
— muscovite
— zircon (rare)
— biotite
— rutile, oxyde de fer.

Le quartz à extinction onduleuse est en grains isométriques de 150 μ de diamètre en moyenne; les contours de chaque plage sont soulignés par une poussière ferrugineuse parfois extrêmement abondante. La muscovite est assez bien orientée, en petits cristaux n'excédant pas 10 μ de large. Le rutile et le zircon sont épars dans la roche.

La biotite contraste par la dimension de ses cristaux; les plus petites lamelles font deux à trois fois les plages de muscovite, et sont disposées parallèlement à celles-ci.

Il n'en est pas de même des porphyroblastes de biotite, qui sont obliques ou perpendiculaires à la schistosité, comme dans le micaschiste. Ils sont également pœcilitiques.

La structure est granolépidoblastique.

A la suite de cette étude pétrographique nous pouvons conclure que, dans le ravin de Blavier il s'agit d'anciens micaschistes et quartzites à chlorite, muscovite et grenat, rétromorphosés, puis à nouveau métamorphisés, mais dans une zone plus profonde, où les porphyroblastes de biotite ont pris naissance.

Tous les faciès n'ont pas une histoire aussi complexe, et quelques variations sont à noter suivant les affleurements.

Au Col de Fourche, dans les micaschistes et dans les quartzites on remarque que la biotite est entièrement transformée en chlorite avec exudats ferro-titanés. Les cristaux sont généralement parallèles à la schistosité ; les grenats réduits à des globules de limonite avec parfois quelques paillettes de séricite.

On se trouve là en présence de micaschistes et de quartzites à deux micas, rétromorphosés.

Dans le *vallon de Baudisson*, la chlorite est pratiquement

inexistante. La biotite, par contre, est abondante, tantôt orientée parallèlement au clivage de la roche, tantôt oblique ou perpendiculaire.

Il s'agit donc d'un ancien micaschiste à muscovite de la zone des micaschistes supérieurs, qui a été le siège d'un deuxième métamorphisme dans la zone des micaschistes inférieurs.

4° ZONEOGRAPHIE

Les faciès du groupe du Loli se présentent d'une manière complexe. Ce fait étant lié à des métamorphismes successifs, il est possible, en faisant abstraction des dernières phases — contrôlables à l'aide du microscope — de rétablir la zonéographie la plus ancienne visible.

On constate alors que les faciès « quartzites gréseux et micaschistes » sont généralement à muscovite et chlorite avec ou sans minéraux, et, plus rarement semble-t-il, à deux micas (ex. Col de Fourche). Ils se situent par conséquent à la limite entre la zone des micaschistes supérieurs et inférieurs.

Aucune trace de cataclase n'est décelable : les chlorites ne sont pas déformées, les grenats paraissent entiers. Il semble donc que les métamorphismes successifs qui ont marqué de leur empreinte le groupe du Loli, appartiennent non pas à deux cycles orogéniques séparés, mais à un seul et même cycle.

5° CARACTERES DU SEDIMENT ORIGINEL

La reconstitution stratigraphique paraît ici assez facile.

Le groupe du Loli est exclusivement constitué par des sédiments faits d'alternances (épaisses de quelques mètres) de passées argileuses et gréso-argileuses, avec pour principale impureté le fer.

Cette sédimentation détritique, de type flysch, était plus grossière que celle dont dérive le groupe du Fenouillet, qu'elle rappelle beaucoup d'ailleurs. Le rythme du dépôt était également plus large.

Conclusions

Ce groupe de faciès, extrêmement monotone lorsqu'on lève la carte, est caractérisé essentiellement par :

a) la disposition rythmique de ses constituants lithologiques, liée à la nature même de la roche sédimentaire originelle, qui est assimilable à un flysch ;

b) l'existence de plusieurs phases de métamorphisme appartenant à un même cycle orogénique. Celles-ci n'apparaissent pas toutes de même sens et de même importance ; en conséquence les faciès qui en résultent sont variés dans le détail.

Ces faits révèlent l'instabilité de la région pendant la durée du métamorphisme.

IV. — Groupe des micaschistes des Berles

Sur la feuille géologique Toulon 1/80.000e (1951), la série dite des « Phyllades de Bénat et de Port-Cros », puis les « micaschistes à mésogneiss de la Verrerie », succèdent au « groupe du Loli » vers l'Est.

A la limite de ces deux ensembles, la carte porte une bande d'amphibolites dont le développement est important dans la région de Collobrières.

J'ai abandonné cette division qui ne correspond pas aux observations de détail sur le terrain, et je désigne sous le nom de « groupe des Berles » la totalité des « phyllades de Bénat et de Port-Cros » jointes à la partie occidentale des affleurements de « micaschistes à mésogneiss ». La limite, très nette à l'Ouest au contact de la zone du Loli, est quelquefois plus délicate à préciser à l'Est, où l'on passe insensiblement de ces micaschistes à ceux du Cap Nègre.

Les amphibolites et divers autres faciès se trouvent inclus dans les affleurements du groupe des Berles. Cet ensemble hétérogène est des plus intéressant à examiner.

Etudions successivement : les micaschistes en eux-mêmes, puis les faciès associés : gneiss de la Malière, amphibolites et gneiss de Collobrières, collobriérite, qui feront l'objet de sous-paragraphes.

Les micaschistes des Berles

1° LE FACIES DOMINANT ET SES VARIANTES

Ce sont tantôt des micaschistes de couleur gris-fer rappelant les phyllades; tantôt des micaschistes dont les surfaces *s* présentent des alternances de plages blanc-d'argent et gris sombre; j'appellerai ces roches : « *micaschistes bicolores* ». On les rencontre dans le vallon des Berles, au Col de Babaou, à l'extrémité Est du vallon de la Malière, dans le vallon de Vaudrèches, dans la Presqu'île de Bénat, où ils occupent des affleurements importants. Ces micaschistes bicolores correspondent à un métamorphisme plus accusé que celui des micaschistes gris-fer, les lames de mica apparaissent largement cristallisées.

On passe insensiblement de ce type à des *micaschistes à mica blanc* riches en quartz, blancs ou légèrement colorés en rouille par des sels de fer (La Verrerie, Valcros, Col de Gratteloup, sur la D. 41, Presqu'île de Bénat).

Ces deux derniers types sont les plus fréquents.

Chacune de ces roches est susceptible de se présenter avec ou sans minéraux. Lorsque ceux-ci existent, ce sont essentiellement de la staurotide, du grenat, de la tourmaline.

Dans les « micaschistes bicolores » et dans les micaschistes à mica blanc les minéraux sont toujours bien reconnaissables, et atteignent communément 1 cm de long pour les baguettes de staurotide, et plusieurs millimètres de diamètre pour les grenats.

Dans les micaschistes gris-fer, on devine par les boursouflures des plans de schistosité, la présence de minéraux submicroscopiques. Ajoutons pour compléter cette description que les niveaux de quartzites ou de gneiss fins ne sont pas rares, en intercalations dans les micaschistes ci-dessus décrits, sans avoir jamais la fréquence et les dimensions des bancs de quartzites du groupe du Loli.

Parmi ces quartzites retenons spécialement un affleurement de petites dimensions formé de *quartzites graphiteux*. Il se situe à l'Est de Collobrières, entre le vallon de Marin et celui de Vaubarnier, au voisinage de la côte 424,6.

D'autres micaschistes, quelque peu différents des précédents à l'affleurement peuvent encore être observés localement : ce sont des *micaschistes à mica blanc et chlorite* (vallon de Valcros, vallon de la Malière) ; des *micaschistes à mica blanc* dominant et *minéraux*, avec cristaux de *biotite* visibles à l'œil nu ou à la loupe et disposés perpendiculairement à la schistosité de la roche (La Rivière, près Collobrières, quartier de Cros de Guérin entre Collobrières et le Col de la Fourche) ; des *micaschistes à deux micas* et magnétite (vallon de la Malière).

Enfin des affleurements, toujours réduits à des lentilles de quelques mètres, sont constitués par des *grenatites* (nord-est du vallon de Valcros, et route D. 39, au Sud de Sauvette). Ce sont des roches très denses, parce que très riches en fer.

2° EXTENSION GEOGRAPHIQUE

Malgré la diversité des micaschistes qui viennent d'être décrits, il est, en général, facile de reconnaître, sur le terrain, les schistes cristallins appartenant au « groupe des Berles », grâce à la présence constante d'un des faciès dominants : au Nord du parallèle de Collobrières sont surtout bien développés les micaschistes gris-fer, à minéraux submicroscopiques, et les micaschistes à mica blanc et minéraux ; au Sud de cette ligne, on rencontre principalement les « micaschistes bicolores », et à mica blanc avec ou sans minéraux.

Les affleurements de ces roches forment, en outre, une bande de largeur inégale, orientée comme les précédentes NE-SW au nord de la Presqu'île de Bénat — et de façon plus précise entre les Mayons-du-Luc et la Verrerie —; SE-NW dans la Presqu'île de Bénat, dont ils constituent une grande partie du versant oriental et à Port-Cros.

3° PETROGRAPHIE

La répartition irrégulière des faciès de micashistes m'oblige, pour être complète, à choisir deux affleurements-types :

— d'une part, le *vallon des Berles* qui constitue au nord-ouest de la N. 98, le prolongement de la vallée du Batailler (ruisseau) qui s'ouvre sur la rade de Bormes.

— d'autre part, le lieu-dit « *La Verrerie* » situé à la bifurcation des routes N. 98 (traversant la forêt du Dom) et N. 559 (qui suit le littoral). En cet endroit, une rectification de la chaussée permet l'examen d'échantillons relativement frais.

Affleurement du vallon des Berles

On trouve associés dans le vallon des Berles, les micaschistes gris-fer, et les « micaschistes bicolores ».

a) *Les micaschistes gris-fer* ont la composition minéralogique suivante :

— quartz
— phengite
— chlorite
— biotite
— staurotide
— tourmaline
— ilménite (leucoxène)
— limonite.

Le fond de la roche est caractérisé par une très grande abondance de phyllites, en menus cristaux; le mica blanc est une phengite ($-2\,V = 23°$) (1) et la chlorite, vert-brunâtre est analogue à celle que l'on trouve dans les quartzophyllades du Fenouillet. Il existe une deuxième variété de chlorite parfaitement limpide, vert clair, à clivages fins. Elle se présente en grandes lames disposées le plus souvent obliquement par rapport à la schistosité, et accompagne des cristaux de biotite, plus ou moins altérés, remplis de poussières ferrugineuses. La biotite se rencontre presque exclusivement dans des nids de quartz recristallisés, ses clivages sont obliques ou perpendiculaires aux lits de phyllites (micrographie, fig. 15).

(1) Winchell A. N. (1951). *Eléments of Optical Mineralogy;* II : *Description of minerals,* 4e édit., p. 367.

La staurotide est à l'état de cristaux naissants, et pœciliti-ques. Ses prismes sont perpendiculaires ou obliques sur le clivage de la roche. Certains sont automorphes et maclés, les inclusions hélicitiques n'y sont pas rares.

Le tout est régulièrement saupoudré de poussières ferro-titanées, qui contribuent à donner au micaschiste sa teinte sombre.

La structure est lépidoblastique.

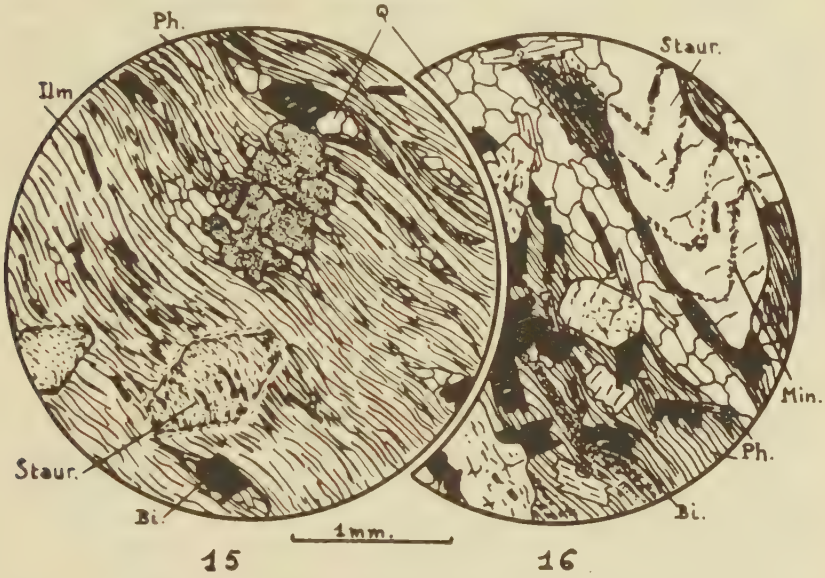


Fig. 15. — *Schiste gris de fer du Vallon des Berles.*
La staurotide naissante (Staur.) et la biotite (Bi.) perpendiculaires à la schistosité se détachent sur le fond de la roche constitué par un feutrage de paillettes de phengite (Ph.)

Fig. 16. — *« Micaschiste bicolore » du Vallon des Berles.*
La staurotide (Staur.) bien cristallisée contient des lignes d'inclusions flexueuses (Min.). La biotite (Bi.) est souvent oblique sur la schistosité. Q = quartz; Ph. = phengite; Ilm. = ilménite (leucoxène).

b) *Les « micaschistes bicolores ».*

Leur composition minéralogique est comparable à celle des micaschistes gris-fer, mais les minéraux sont plus largement cristallisés (micrographie, fig. 16).

— quartz
— phengite
— biotite
— staurotide
— tourmaline
— magnétite
— ilménite (leucoxène)
— plagioclase séricitisé.

Le quartz est relativement rare. Le mica blanc, en grandes lamelles, a un angle 2 V faible (— 2 V = 20°), c'est une phengite.

La magnétite et les poussières ferro-titanées sont parfois si abondantes dans ce minéral qu'elles en obscurcissent complètement les plages. L'alternance de sections où ces poussières sont très denses et d'autres qui en sont dépourvues est vraisemblablement à l'origine de l'aspect « bicolore » de la roche à l'affleurement.

La staurotide est en gros cristaux xénomorphes, fissurés mais non altérés, à inclusions hélicitiques.

La biotite a généralement cristallisé au voisinage de la staurotide. Ces deux minéraux paraissent contemporains et se limitent l'un l'autre sans jamais s'englober. Les plages de biotite ont des dispositions quelconques souvent obliques ou perpendiculaires, rarement parallèles aux lits de phengite, elles ne sont jamais déformées.

Enfin, des cristaux de plusieurs millimètres, entièrement séricitisés doivent être attribués à d'anciens plagioclases; quelques sections moins altérées m'ont permis d'identifier un oligoclase moyen. Ces plages correspondent aux portions grises et pulvérulentes du micaschiste qui ont été signalées dans la description du faciès.

La structure est porphyroblastique.

Affleurement de la verrerie

On y voit principalement représentés les deux faciès, micaschistes bicolores et micaschistes à mica blanc. Un banc de gneiss fin est intercalé dans cet ensemble.

a) « *Micaschistes bicolores* »

Les caractères microscopiques sont identiques à ceux qui viennent d'être décrits dans le vallon des Berles. Je mentionnerai simplement que les roches de la Verrerie sont beaucoup plus riches en limonite, mais néanmoins moins altérées; en particulier, le plagioclase est encore déterminable.

b) le *gneiss* intercalé est de type classique, à oligoclase plus ou moins séricitisé, en petits cristaux associés au quartz. Les lits quartzofeldspathiques sont séparés par des lits micacés étroits, avec mica blanc prédominant, et biotite à clivages parallèles entre eux et à la schistosité de la roche. Ce caractère mérite d'être souligné. Il est commun à tous les niveaux de gneiss que l'on trouve dans le groupe des « micaschistes des Berles », qui ne présentent jamais de porphyroblastes basiques.

En outre, ces gneiss sont à minéraux : staurotide rarement fraîche, grenat soit séricitisé, soit en petits grains frais (50 μ), tourmaline relativement abondante et rutile.

La structure est granoblastique.

c) *Micaschistes à mica blanc*

Le microscope révèle la composition suivante :

— quartz — staurotide (fraîche)
— phengite ($-2V = 20°$) — limonite.
— grenat
— staurotide } entièrement ou partiellement altérés.
— plagioclase

La structure est lépidoblastique.

Le quartz est abondant : quelques cristaux sont pécilitiques.

Le grenat et la staurodite altérés sont en petits cristaux pseudomorphosés par la séricite et même de la phengite. Les grenats sont parfois transformés en limonite.

La staurodite fraîche est pœcilitique et se présente en très volumineux cristaux idiomorphes, englobant principalement du quartz, et même d'anciens cristaux de staurotide, séricitisés. La limonite envahit les clivages et les joints de la roche.

En résumé, les faciès-dominants dans les micaschistes du « groupe des Berles » doivent leurs caractères à deux métamorphismes séparés par une phase de rétromorphose plus ou moins décelable suivant le degré d'intensité du premier métamorphisme.

L'étude qui précède montre qu'ils dérivent de schistes ou de micaschistes à minéraux de la zone des micaschistes supérieurs. La rétromorphose a provoqué des pseudomorphoses; aucune cataclase ne paraît l'accompagner. Le deuxième métamorphisme est caractérisé par la prolifération des phénoblastes basiques.

Il est intéressant de constater que le nombre et la dimension de ces derniers sont toujours très supérieurs à ceux des minéraux ferro-magnésiens et alumineux. D'autre part, ce caractère est très général, dans les niveaux de micaschistes du groupe des Berles, du nord au sud du Massif. On peut dès lors se demander dans quelle mesure ces phénoblastes ne relèvent pas d'une concentration du fer, du magnésium et de l'aluminium, qui correspondrait à la phase de métamorphisme récent.

L'hypothèse d'un « front basique » émise par différents auteurs (Perrin-Roubault [73], Lapadu-Hargues [55], Reynolds [79]) fournit une explication intéressante, mais difficile à démontrer dans le cas qui nous occupe.

D'autres faciès, moins fréquents, peuvent encore être observés, et leur étude apporte un complément indispensable à celle des faciès-dominants; ce sont :

Les micaschistes à mica blanc et chlorite.

Voici successivement deux échantillons provenant du vallon de Valcros, l'un recueilli au voisinage de la ferme de Gringalet; l'autre sur le chemin d'accès à la mine d'étain, non loin de l'ancienne fonderie.

Le premier formé de :

— quartz
— phengite ($-2V = 24°$)
— chlorite
— rutile.

La structure est lépidoblastique.

Le quartz est abondant. La phengite en grands cristaux est associée à une chlorite verte, faiblement pléochroïque et peu biréfringente, mais très limpide. Ce minéral est largement cristallisé et ses clivages sont souvent obliques par rapport à l'alignement des lits de phengite. Le rutile est assez abondant en petits grains.

Le deuxième échantillon a la composition minéralogique suivante :

— quartz
— phengite ($-2V = 21°$)
— chlorite
— staurotide (séricitisée)
— tourmaline.

La structure est également lépidoblastique.

La phengite est encore en grands cristaux; mais on trouve à côté une autre phyllite, incolore, de biréfringence très faible, dont les clivages sont soulignés par des poussières ferrugineuses; de plus ce minéral contient des auréoles pléochroïques. Il s'agit d'une biotite entièrement décolorée.

A son voisinage, on observe des sections rectangulaires de quelques dizaines de μ d'un minéral entièrement pseudomorphosé en séricite, et qui sont vraisemblablement des cristaux de staurotide altérés. La tourmaline est abondante et très fraîche.

Il existe donc deux types de micaschistes à phengite et chlorite : l'un est un micaschiste banal, de la zone des micaschistes supérieurs; l'autre, un ancien micaschiste à deux micas et minéraux, rétromorphosé.

Les micaschistes à mica blanc, minéraux et grandes lames obliques et biotite

Un échantillon pris au quartier de la Rivière près Collobrières (en bordure de la D. 41) peut être considéré comme le type moyen. Il se compose de :

— quartz
— phengite (— 2 V = 21°)
— biotite
— chlorite
— grenat
— staurotide
— oligoclase.

La phengite, en fins cristaux, dessine des lits serrés; le quartz forme des îlots de grains recristallisés. Le grenat est en général très frais, en phénoblastes automorphes, non pœcilitiques, il repousse les lits de micas; la staurotide l'accompagne, ses cristaux sont moins bien formés et plus petits. La biotite, en belles lames de fraîcheur parfaite, prend naissance soit à l'intérieur des îlots de quartz, soit auprès des grenats. Ses clivages sont perpendiculaires ou obliques à la schistosité. La chlorite est présente en petite quantité. Enfin, on remarque des plages pœcilitiques, allongées entre les lits de phengite, et constituées par de l'oligoclase acide.

La structure est lépidoblastique.

On doit considérer de tels micaschistes comme marqués par deux temps de métamorphisme. L'importance que l'on doit attribuer à la présence d'oligoclase frais, de caractère métasomatique, sera discutée ultérieurement.

Les quartzites graphiteux.

La composition minéralogique est très homogène :

— quartz
— graphite
— séricite.

Le fond du quartzite est constitué par des plages de quartz. Sur cet ensemble non orienté, les traînées graphiteuses sont dispersées en cordons, et accompagnées de quelques paillettes de séricite.

La structure est hétéroblastique.

Les grenatites

Elles sont essentiellement formées par des grenats plus ou moins limonitisés, automorphes, jointifs. Localement du quartz onduleux et de la biotite se voient entre les grains de grenat.

4° ZONEOGRAPHIE DES MICASCHISTES DU GROUPE DES BERLES

La seule énumération des divers faciès de ces micaschistes suffit à montrer que le problème zonéographique n'est pas simple.

Les phases de métamorphisme successives étant supprimées par la pensée, nous venons de voir ci-dessus, que tous les micaschistes se groupent autour de deux types : micaschistes à phengite et chlorite avec ou sans minéraux (de beaucoup les plus répandus), micaschistes à deux micas et minéraux. Le premier métamorphisme qu'il nous est possible de définir a donc placé ces roches à la limite entre les zones de micaschistes supérieurs et inférieurs.

Une constatation analogue a déjà été faite à propos du groupe du Loli, superposé au groupe des Berles et en parfaite continuité. Ce fait implique que le métamorphisme le plus ancien visible se soit exercé sur des séries déjà plissées.

La rétromorphose apparaît très générale; elle a été suivie d'une nouvelle phase de métamorphisme, plus intense que la première, mais qui situe encore cet ensemble partiellement dans la zone des micaschistes supérieurs, et surtout dans celle des micaschistes inférieurs.

Enfin, l'absence de cataclase, en général, dans ces roches, me conduit à attribuer ces métamorphismes successifs à un seul cycle orogénique.

5° ETUDE CHIMIQUE

Les analyses chimiques sont relatives à des échantillons recueillis à la Verrerie.

Analyse n° 17. — « Micaschistes bicolores » de la Verrerie (bifurcation N. 98 et N. 559). An. Bertrandy (Marseille, 1957);

Analyse n° 18. — « Micaschiste à muscovite » de la Verrerie (même gisement). An. Bertrandy (Marseille, 1957).

	N° 17	N° 18
SiO_2	47,3	56,48
Al_2O_3	29,50	23,46
Fe_2O_3	6,37	6,86
FeO	1,45	1,52
MnO	0,01	0,01
MgO	1,52	0,94
CaO	0,50	0,34
Na_2O	1,77	1,14
K_2O	3,54	2,72
P_2O_5	0,10	0,17
TiO_2	1,35	0,96
H_2O	5,44	4,55
TOTAL	98,68	99,15

Les résultats de ces analyses suggèrent les mêmes remarques que ceux des schistes à chloritoïde des Maurettes : les micaschistes du groupe des Berles sont riches en alumine et en fer.

6° CARACTERES DU SEDIMENT ORIGINEL

L'étude pétrographique et chimique montre que cet ensemble de micaschistes dérive d'un sédiment pélitique alumineux, dans lequel des lentilles, toujours réduites, d'arkoses ou de grès (parfois riches en matières organiques) se trouvent incluses. Le fer est localement très abondant.

CONCLUSIONS

Les micaschistes du groupe des Berles se caractérisent :

— *au point de vue minéralogique :* par la présence très générale d'un mica blanc à petit angle d'axes qui appartient au groupe des phengites;

— *au point de vue structure :* par la fréquence des porphyroblastes basiques (biotite, grenat, staurodite) pœcilitiques ou non.

— *au point de vue zonéographique :* par leur polymétamorphisme accompagné de rétromorphose.

Les faciès associés aux micaschistes du groupe des Berles

Au nord du parallèle passant par le Col de Gratteloup, dans les micaschistes du « groupe des Berles », on rencontre trois types de roches formant des intercalations lenticulaires et toujours concordantes avec la schistosité. Ce sont :

α) Les gneiss albitiques de la Malière;

β) Les amphibolites et gneiss à calcite de Collobrières;

γ) La collobriérite.

α) LES GNEISS DE LA MALIERE

Dans la région comprise entre le prolongement Est de la faille de l'Apié (cet accident passe au nord des fermes des Gaouby et des Berles) et la faille de Collobrières, des gneiss massifs ou micaschisteux forment des bancs inclus dans les micaschistes.

a) Gneiss massifs.

Un des affleurements les plus typiques est celui qu'entaillent d'une part la D. 41 entre le Col de Babaou et Collobrières (à la côte 321,3), et d'autre part le vallon de la Malière. Il est large de 700 m.

Un échantillon recueilli sur le flanc sud de la colline des Moulins Ruinés de Collobrières contient :

— quartz
— albite An_9
— oligoclase moyen
— biotite
— chlorite
— rutile et calcite.

Le quartz est relativement peu abondant; ses grains sont isométriques, à extinction onduleuse.

Les plagioclases sont de deux sortes : les uns sont des phénoblastes d'albite An_9, très frais, limpides, maclés et généralement morcelés; les fragments, déplacés les uns par rapport aux autres sont cimentés par de petits cristaux d'oligoclase, uniformément saupoudrés de poussières ferrugineuses. Ces mêmes plagioclases, non maclés, en cristaux équigranulaires de 100 μ constituent le fond du gneiss. Ils renferment parfois des inclusions circulaires de quartz, et se présentent comme étant postérieurs aux cristaux d'albite qui ne les contiennent jamais en inclusions.

Je rapproche cette structure et la composition du fond de

ce gneiss de celles des amygdales aplitiques des « gneiss de Bormes ». L'étude de ce groupe fera l'objet d'un des paragraphes suivants (p. 166) et les particularités du gneiss de la Malière y seront alors interprétées.

La biotite est verte, pléochroïque et plus ou moins altérée avec de nombreux exudats de rutile (parfois, mâcle en genou) ; les auréoles pléochroïques ne sont pas rares.

La chlorite est assez fréquente et l'on trouve un peu de calcite.

La structure est granolépidoblastique.

b) Gneiss micaschisteux

Ils sont surtout bien représentés dans le vallon de Valcros et prolongent vers le Sud les gneiss de la Malière.

Je prends pour type un échantillon récolté au Jas de Péou.

Sa composition minéralogique est très proche de celle du gneiss de la Malière qui vient d'être décrit :

— quartz
— albite An_{10}
— oligoclase
— phengite ($-2\,V = 24°$)
— biotite
— chlorite
— poussières ferrugineuses
— apatite.

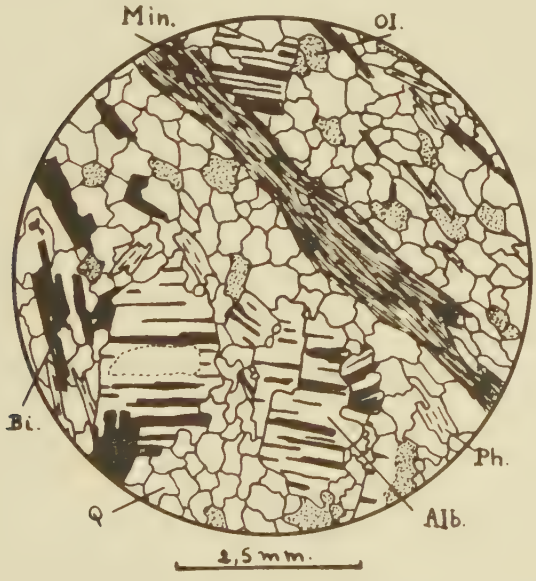


Fig. 17. — *Gneiss micaschisteux du Vallon de Valcros.*
Les phénoblastes d'albite (Alb.) cassés sont cicatrisés par du quartz (Q). Ol. = oligoclase ; Ph. = phengite ; Bi = biotite ; Min. = poussières ferrugineuses

Le quartz est abondant, largement cristallisé à extinction onduleuse; il est accompagné de quelques plages d'oligoclase partiellement séricitisées et de phénoblastes d'albite maclés, faiblement pœcilitiques, et à bords déchiquetés. En outre, les plus grands cristaux (2 mm) sont brisés, et les fragments sont cimentés par de petits grains de quartz à extinction fortement onduleuse (micrographie, fig. 17).

La structure faiblement cataclastique est donc la caractéristique de ces gneiss albitiques. Elle semble leur être propre, puisque les micaschistes du « groupe des Berles » dans lesquels ils sont inclus n'en présentent jamais de trace. Remarquons que ces gneiss occupent une région fortement marquée par la tectonique récente.

β) LES AMPHIBOLITES ET GNEISS A CALCITE DE COLLOBRIERES

Introduction

M. Bertrand [8] dans la notice explicative de la feuille Toulon au 1/80.000e signale, pour la première fois, l'existence d'amphibolites dans la région de Collobrières : « Ces roches sont très développées, et alternent avec les micaschistes, en formant des lentilles importantes ». Les affleurements portés sur la carte, sont limités d'une part, vers le SW à 600 m de Collobrières; d'autre part, vers le Nord, la bande amphibolique se suit, large ou étranglée, jusqu'aux abords du hameau des Mayons-du-Luc.

La feuille Toulon au 1/80.000e (1951) reproduit exactement les contours de la première édition pour la région située au nord de Collobrières et prolonge jusqu'au quartier de Valcros les affleurements sud. La légende de cette seconde édition n'apporte guère plus de détails que celle de la première : les « amphibolites de Collobrières » sont des alternances d'amphibolites et de leptynites ou de gneiss fins ».

Cette définition se montre très insuffisante lorsqu'on parcourt les affleurements de ces roches. Complétons et précisons l'origine de ces amphibolites.

1° LES FACIES

Les amphibolites proprement dites n'occupent qu'une partie des affleurements qui leur sont attribués sur les feuilles Toulon au 1/80.000e. Elles sont associées à un gneiss, riche en calcite et qui peut être localement bien développé. Nous distinguerons donc :

a) Le faciès « amphibolite » et ses variations :

Le faciès « *amphibolite* » est constitué par des roches d'un beau vert sombre, d'apparence fraîche, à grands et nombreux cristaux d'amphibole, allongés suivant la schistosité (la longueur moyenne des aiguilles d'amphibole oscille entre 0,5 mm et 1 cm).

Dans de rares cas, des plages quartzofeldspathiques s'individualisent, donnant alors une roche mouchetée, blanche et verte. Enfin, plus exceptionnellement encore, la calcite forme des lits parallèles au clivage de la roche.

Ce type classique présente deux variantes :

— *les amphibolites micacéees* :

La roche de couleur vert-épinard, ou vert sombre, montre à la cassure, des lits brun-violacé, dus à l'alternance de passées riches en amphiboles et d'autres où le mica noir domine.

— *les amphibolites grenues :*

A côté de l'amphibolite schisteuse, se développe localement un faciès finement grenu (grains de 2 à 3 mm), formé par des cristaux de feldspath et d'amphibole enchevêtrés.

On peut observer ces trois faciès en quittant Collobrières par la piste forestière n° 17, qui conduit du village à N.-D.-des-Anges, à 50 m de l'entrée de cette piste.

b) Le faciès « gneiss a calcite » :

C'est une roche gris-verdâtre lardée de veines de calcite blanche ou rose parallèles à la schistosité (Pl. I, photo n° 2; Pl. IV, photo n° 7). La biotite et l'épidote se voient bien à l'œil nu; la roche n'a plus aucun caractère des amphibolites, je la désignerai désormais sous le nom de « *gneiss à calcite de Collobrières* ».

Ce gneiss est tantôt massif, compact et alors très dur; tantôt la schistosité est nettement marquée. Il s'altère très peu sous l'action des agents atmosphériques; seule la calcite se dissout en surface et le gneiss prend un aspect « scoriacé » typique.

Le faciès « gneiss à calcite » est bien visible à la sortie Est de Collobrières (route D. 14) sous les ruines de l'ancienne église. La roche a été exploitée en carrière pour la construction et l'empierrement. D'autres affleurements peuvent être observés autour du village : sur la piste forestière n° 31 qui mène à N.-D.-des-Anges (au NE de la scierie), ainsi qu'au Sud de l'agglomération de Collobrières, dans la châtaigneraie.

2° EXTENSION

Examinons cette question au double point de vue de :

a) l'extension des faciès dans un gisement donné ;

b) l'extension géographique de l'ensemble « amphibolite et gneiss à calcite de Collobrières ».

a) Extension des faciès dans un gisement donné :

Elle est extrêmement irrégulière. A titre d'illustration décrivons trois gisements-types :

— *la carrière sous les ruines de l'ancienne église à Collobrières.*

Le gneiss à calcite occupe la presque totalité de la carrière, ainsi que je l'ai précédemment indiqué. Les faciès « amphibolite schisteuse » et « amphibolite grenue » représentent tout au plus, ensemble, une superficie de quelques mètres carrés en bordure de la route.

— Dans le *quartier de Cros de Guérin,* en bordure de la route D. 39 de Collbrières à Gonfaron par le Col de Fourche, on observe, sur 300 m, des niveaux d'amphibolites schisteuses et micacées plus ou moins enchevêtrées, séparés par quelques intercalations de micaschistes. Au milieu de ces amphibolites une passée de 10 m de large de gneiss à calcite bien individualisée (carte, fig. 18).

— *La piste forestière n° 17* (de Collobrières à N.-D.-des-Anges) recoupe sur une soixantaine de mètres un affleurement d'amphibolites. Les deux faciès dominants sont les faciès amphibolites schisteuses et amphibolites micacées. Les amphibolites grenues sont visibles localement en divers endroits ; quant aux gneiss à calcite, ils sont absents ici.

b) Extension géographique des « amphibolites et gneiss a calcite de Collobrières » :

Bien loin de représenter un affleurement continu, comme le laisse supposer l'examen de la feuille Toulon au 1/80.000^{e}, cette formation se décompose en plusieurs bandes parallèles à la stratification, orientées en gros NE-SW, et morcelées par des accidents Est-Ouest dont le rejet est variable.

La largeur des bandes oscille entre 20 et 300 mètres ; elles sont tantôt à bords parallèles, tantôt fusiformes, et se relayent en coulisse depuis le domaine de Valcros (commune de La Londe-les-Maures) jusqu'aux abords immédiats de l'agglomération des Mayons-du-

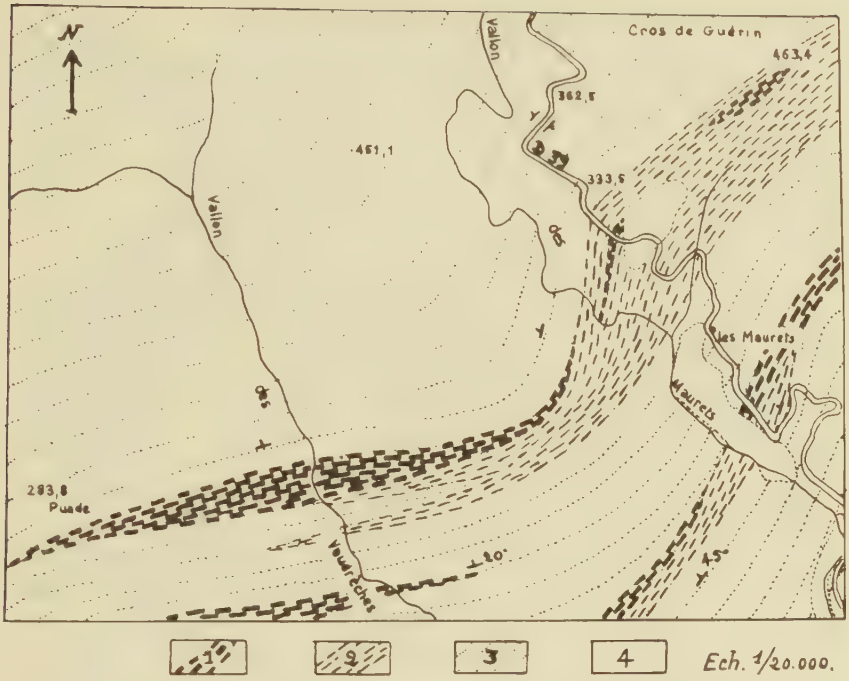


FIG. 18. — *Carte au 1/20.000e montrant la répartition des faciès « gneiss à calcite » et amphibolites de Collobrières dans le quartier des Maurets,* (N.E. de Collobrières).

1 : « gneiss à calcite » ; 2 : Amphibolites de Collobrières ; 3 : Micaschistes du groupe des Berles ; 4 : Alluvions, éluvions.

Luc, c'est-à-dire à la limite nord du massif des Maures (Carte hors-texte).

Les affleurements sont beaucoup plus nombreux aux alentours de Collobrières, et vont en s'amenuisant de part et d'autre de la région. Il est d'ailleurs assez curieux de voir les « gneiss à calcite et amphibolites de Collobrières » disparaître presque totalement au Sud du parallèle de Bormes-les-Mimosas. Dans la Presqu'île de Bénat, les seuls témoins sont de rares passées, de quelques centimètres d'épaisseur, d'amphibolites très altérées, situées à l'aplomb du sémaphore sur le versant Est du Cap.

Cette suppression doit être attribuée, semble-t-il, à des causes tectoniques, car ces roches se retrouvent en profondeur. En effet, un des sondages de reconnaissance (S_3), effectué dans le domaine de Valcros en vue de la réexploitation du gisement d'étain (bertherite), a recoupé à la profondeur de 44 m un niveau d'amphibolites micacées, alors qu'en surface rien ne pouvait faire prévoir sa présence.

3° PETROGRAPHIE

Le microscope confirme l'existence des *quatre faciès dominants* mentionnés ci-dessus, comme caractéristiques de la formation « amphibolites et gneiss à calcite de Collobrières » ; l'étude micrographique va permettre d'en souligner les particularités.

a) Le faciès amphibolite :

Ces roches ont une composition très constante ; l'échantillon moyen sera pris sur la piste forestière n° 17 (de Collobrières à N.-D.-des-Anges), on y voit :

— quartz (rare)
— oligoclase séricitisé
— hornblende
— magnétite
— apatite
— chlorite.

La structure est franchement nématoblastique (micrographie, fig. 19 A).

Le plagioclase est difficile à caractériser car la séricite l'envahit en général totalement ; quelques plages, moins altérées m'ont permis d'identifier un oligoclase moyen.

La hornblende se prête mieux à l'étude. Elle cristallise en beaux prismes pouvant atteindre 1 mm de long, de teinte vert-bleu avec un pléochroïsme bien accusé : ng = vert-bleu ; np = jaune verdâtre pâle ; nm = vert-épinard. Sa biréfringence au comparateur de Bereck = 0,024 ; z/c = 19° ; l'allongement est positif et l'angle des axes : — 2 V = 80°.

La magnétite est abondante ; ses plages à contours capricieux forment des traînées parallèles à la schistosité de la roche. L'apatite n'est pas rare, en petits grains.

Il faut encore signaler une chlorite verte, peu pléochroïque, polarisant dans le blanc-beige du premier ordre, et du quartz en grains généralement épars dans les lits feldspathiques.

L'altération très générale du plagioclase dans cette amphibolite est caractéristique du faciès, et contraste avec la fraîcheur apparente de la roche en affleurement.

b) Le faciès amphibolite a biotite :

Il est très voisin du précédent, mais sa composition diffère par la présence de biotite. Ce minéral peut être localement très abondant et constitue, à lui seul ou avec l'amphibole, des lits parallèles à la schistosité. La structure devient alors lépido-nématoblastique ; localement, apparaît un faciès grenu, à plagioclases non altérés (micrographie, fig. 19 B).

La biotite est très généralement de couleur vert-brunâtre, fortement pléochroïque (ng, nm = vert-brun ; np = jane verdâtre très pâle). La teinte de biréfrigence est élevée (3e ordre) ; l'angle des axes — 2 V est voisin de 0°. Ce minéral est rarement altéré.

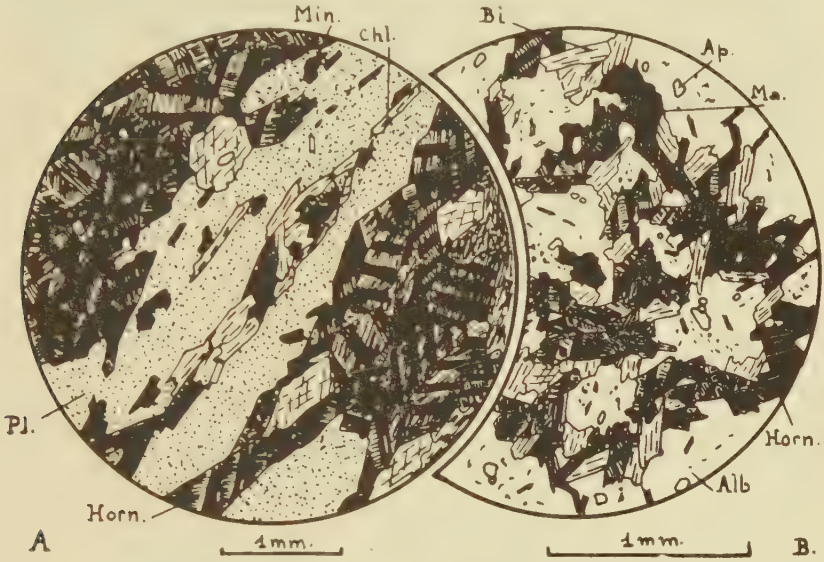


Fig. 19. — *Amphibolite de Collobrières* (entrée de la Piste forestière, n° 17)
A) les lits amphiboliques (Horn.) alternent avec les lits constitués presqu'exclusivement de plagioclases séricitisés (Pl.) ;
B) amphibolite grenue à biotite (faciès local).
Pl. = plagioclases séricitisés ; Alb. = albite-oligoclase non altérés ; Bi. = biotite verte ; Chl. = Chlorite ; Horn. = hornblende bleu-vert ; Ap. = apatite ; Ma. = magnétite.

Lorsque la calcite est présente dans l'une ou l'autre de ces amphibolites, elle occupe des lits peu épais n'excédant que rarement le centimètre, et parallèles à la schistosité. Au microscope, les bords de ceux-ci apparaissent irréguliers ; la calcite largement cristallisée est quelquefois maclée, souvent pœcilitique ; les principales inclusions sont des grains de quartz à extinction onduleuse, isolés ou en chapelets alignés parallèlement aux lits calciteux.

c) Le faciès amphibolite grenue :

Un échantillon provenant de la carrière de Collobrières a la composition suivante :

— albite
— hornblende
— magnétite
— apatite
— épidote
— quartz (irrégulièrement présent).

La structure est franchement granoblastique comme en témoigne la micrographie (fig. 22).

L'albite An_{9-10} parfaitement limpide, en phénoblastes globuleux et pœcilitiques, repousse l'amphibole, dont les prismes orientés en tous sens sont groupés entre les plages feldspathiques. Ces dernières sont quelquefois zonées, et rarement maclées; la macle de Carlsbad est la plus fréquente, les macles polysynthétiques sont exceptionnelles.

L'amphibole est du type qui vient d'être décrit; de fines aiguilles de hornblende bleu-vert sont visibles dans les phénoblastes d'albite.

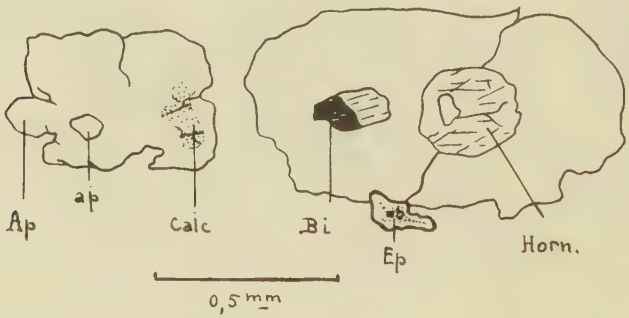


Fig. 20. — *Cristaux d'apatite dans les « gneiss de Collobrières »*.
Les cristaux d'apatite pœcilitiques (Ap.) contiennet en inclusions de petits grains d'apatite (ap.), de la calcite (Calc.), de la biotite (Bi.), de l'amphibole (Horn.), de l'épidote (Ep.).

La magnétite est abondante. Les grains ou les prismes d'apatite sont nombreux, ils peuvent atteindre 1/10e de millimètre. Ce minéral est souvent pœcilitique (fig. 20), et ses inclusions diverses (amphibole, apatite, magnétite). On le trouve lui-même au sein des plagioclases ainsi que les granules d'épidote.

Le quartz ne se rencontre qu'accidentellement dans ces roches.

La composition minéralogique précédente peut être complétée, suivant les échantillons, par la présence de biotite et de calcite.

La biotite est alors associée à l'amphibole et se loge entre les cristaux d'albite; la calcite, beaucoup plus rare, occupe quelques méats entre les plagioclases.

En résumé, cette amphibolite ne diffère pas seulement des deux premiers types par la structure, mais aussi par sa composition minéralogiques. Les phénoblastes d'albite, qui ont totalement remplacé les anciens plagioclases séricitisés, ont un caractère métasomatique qui ne laisse aucun doute.

d) Le gneiss a calcite :

Les diverses lames minces taillées dans cette roche montrent une composition minéralogique uniforme, mais une répartition quantitative des espèces minérales, très variable d'un échantillon à l'autre.

Je définirai donc un échantillon moyen de la carrière de Collobrières, et je complèterai cette description en indiquant les variations les plus importantes par rapport à ce type.

Composition minéralogique :

— quartz (rare)
— albite (An_6-An_{10})
— microcline maclé (— 2 V = 80°)
— biotite verte
— phengite
— épidote
— calcite
— magnétite
— apatite
— chlorite, sphène.

La structure est quelquefois granoblastique, le plus souvent granolépidoblastique, les minéraux phylliteux ayant tendance à s'aligner, ainsi que les ; la,es de magnétite, et les traînées de grains d'apatite, toujours très abondants (micrographie, fig. 21).

Fig. 21. — *Amphibolite grenue de Collobrières* (Carrière sous la Vieille Eglise)
Fig. 22. — « *Gneiss à calcite* » *de Collobrières* (Carrière sous la Vieille Eglise)
Q = quartz; Alb. = albite-oligoclase non altérés; Bi. = biotite verte; Horn. = hornblende bleu-vert; Ep. = épidote; Ap. = apatite; Tourm. = tourmaline; Ma. = magnétite; Calc. = calcite.

Le fond de la roche est constitué par les phénoblastes pœcilitiques d'albite, dont le cœur est souvent occupé par du microcline maclé qui paraît le ronger et tend à se substituer à lui. Par contre, les macles des plagioclases sont extrêmement rares (fig. 23).

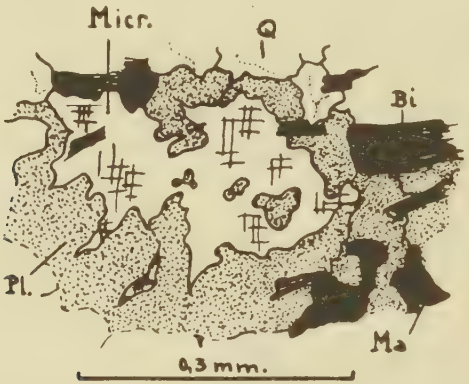


Fig. 23. — *Micrographie montrant le caractère corrosif et envahissant du feldspath potassique* (Micr.) *dans les « gneiss à calcite » de Collobrières.* Q = quartz; Pl. = plagioclase; Micr. = microcline maclé; Bi. = biotite verte; Ma. = magnétite.

L'épidote est beaucoup plus abondante que dans les amphibolites.

Du mica blanc forme avec la biotite verte des groupements épitaxiques. La mesure de l'angle d'axes ($-2V = 21°$) montre qu'il ne s'agit pas d'une muscovite normale. Ce mica blanc est à rapprocher de celui que nous avons déjà rencontré dans les micaschistes du groupe des Berles : c'est une phengite.

La calcite dans cette roche prend un développement exceptionnel. Elle est surtout localisée dans des veines à bords mal limités, pœcilitiques, qui sont concordantes dans l'ensemble avec l'alignement des phyllites. Des cristaux de calcite épars ou groupés en petit nombre au milieu des autres minéraux peuvent aussi être observés.

Dans les lits carbonatés, toutes les espèces minérales du gneiss, isolées ou groupées, se rencontrent. Cependant le quartz est le plus fréquent, en grains volumineux à extinction onduleuse.

La calcite a donc un caractère envahissant, elle apparaît comme un des derniers minéraux cristallisé (fig. 24).

D'autre part, l'association calcite-biotite mérite d'être soulignée. Elle caractérise le gneiss de Collobrières, mais ne correspond à aucun équilibre défini à ma connaissance [1]. Elle pose donc un

(1) Turner J. [95].

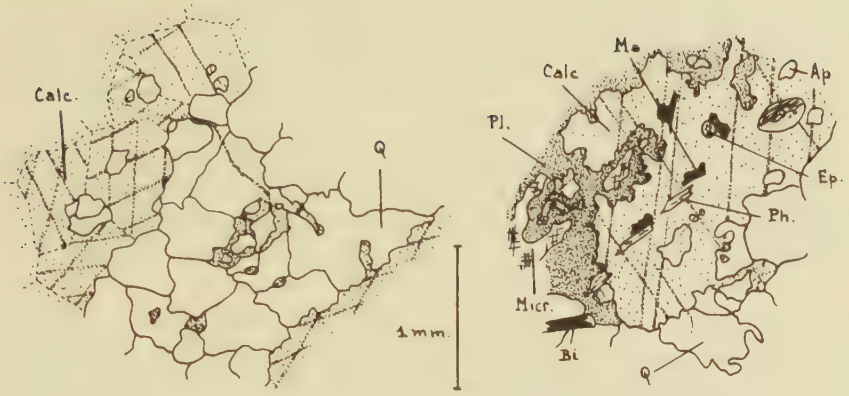


FIG. 24. — *Détail de structure de la calcite dans les « gneiss de Collobrières ».* Q = quartz; Pl. = plagioclase; Micr. = microcline maclé; Ph. = phengite; Bi. = biotite verte; Calc. = calcite; Ep. = épidote; Ap. = apatite; Ma. = magnétite.

problème chimico-minéralogique intéressant, mais dépassant le but de ce travail [2].

Il convient d'indiquer que ce minéral vert-brun n'a jamais aucun des caractères de phénoblastes de biotite que nous avons signalés dans les micaschistes et quartzites étudiés jusqu'ici. Ses cristaux sont au plus de 250 μ et souvent plus petits. Il apparaît toujours contemporain de la cristallisation des autres silicates et notamment de la hornblende lorsqu'ils se trouvent dans la même roche.

La composition minéralogique du gneiss à calcite peut subir quelques modifications qui ne sont jamais décelables macroscopiquement :

Aux minéraux précédemment cités peuvent s'ajouter :

— la myrmékite et des gouttes de quartz
— la hornblende bleu-vert
— la tourmaline.

La myrmékite est localement abondante ; elle n'est pas en relation directe avec la fréquence des plages du microcline dans une

(2) Il serait du plus grand intérêt de pouvoir caractériser par l'analyse chimique le mica brun-vert : on sait, en effet, que le stilpnomélane présente des caractères optiques très voisins de la biotite verte et que seule la composition chimique permet de les différencier.

Le stilpnomélane se développe dans les schistes cristallins de basse intensité de la zone à chlorite (TURNER) [95] ; il serait donc à sa place dans le gneiss à calcite de Collobrières.

Mais, d'une part l'exiguité et la dispersion des cristaux, d'autre part l'abondance des espèces minérales présentes dans la roche, rendent extrêmement délicat l'isolement de ce minéral.

lame mince donnée. Parfois même la myrmékite est présente sans que le feldspath potassique soit décelable.

La hornblende n'est que très accidentelle, elle a les caractères que nous avons déjà indiqués.

La tourmaline semble liée à la calcite. Elle est d'autant plus abondante que les veines carbonatées sont mieux développées. Ses prismes longs et grêles sont automorphes, très pléochroïques : ng = vert brun ; np = jaune rosé, et se rencontrent soit dans les lits de calcite, soit à leur voisinage immédiat.

La composition minéralogique de cette roche justifie bien le terme de « gneiss à calcite » qui la désigne. Celui-ci se différencie essentiellement des amphibolites grenues par l'absence presque totale de hornblende, l'abondance de la biotite et de la calcite, la présence de phengite, de microcline corrosif et envahissant, de myrmékite et de tourmaline.

D'autre part, la présence de feldspath potassique, de myrmékite et de tourmaline, s'ajoutant à l'albite, toujours très abondante dans le gneiss à calcite, montre que cette roche a été le siège de phénomènes pneumatolitiques.

La composition chimique des amphibolites et du gneiss à calcite est donnée dans les analyses ci-jointes :

Analyse n° 19. — Amphibolite à calcite — Piste forestière n° 17 de Collobrières à N.-D.-des-Anges. An. Bertrandy (Marseille, 1957).

Analyse n° 20. — *Amphibolite grenue à biotite* — Piste forestière n° 17, de Collobrières à N.-D.-des-Anges. An. Bertrandy (Marseille, 1957).

Analyse n° 21. — Amphibolite grenue — Carrière de Collobrières. An. Bertrandy (Marseille, 1957).

Analyse n° 22. — Gneiss à calcite — Carrière de Collobrières. An. Bertrandy (Marseille, 1957).

	N° 19	N° 20	N° 21	N° 22
SiO_2	20,03	45,91	47,57	40,78
Al_2O_3	36,50	15,60	17,06	15,30
Fe_2O_3	2,43	3,83	6,42	10,10
FeO	2,39	10,14	4,91	2,30
MnO	0,08	0,05	0,05	0,06
MgO	5,76	4,92	6,00	1,93
CaO	10,90	7,46	7,50	12,78
Na_2O	1,02	3,58	5,27	4,29
K_2O	1,30	0,89	0,42	1,78
P_2O_5	0,58	0,80	0,41	0,27
TiO_2	3,68	3,21	2,48	1,96
B_2O_3	0,15	0,20	0,30	0,15
SO_3	0,01	néant	0,03	néant
CO_3	5,00	2,85	1,50	7,90
F	0,20	0,30	0,20	0,10
H_2O + mat. volatiles	0,20	0,20	0,25	0,25
Total	90,23	99,94	100,37	99,95

Ces résultats nécessitent quelques commentaires.

Remarquons en premier lieu que les résultats de l'analyse n° 19, relative au faciès amphibolite schisteuse à calcite (exprimés en pourcentages moléculaires), comparés à la composition moyenne des deux types « ortho » et para des amphibolites établie par P. Lapadu-Hargues [56-57], ne laissent aucun doute sur l'origine sédimentaire des amphibolites de Collobrières, et confirment les considérations de terrain.

	N° 19	Ortho	Para
$Si\,O_2$	49,00	54,0	54,0
$Al_2\,O_3$	16,0	10,5	10,5
$Fe_2\,O_3$	1,2	1,5	1,5
$Fe\,O$	2,7	11,0	7,0
$Mg\,O$	10,9	10,0	11,5
$Ca\,O$	16,0	10,0	12,0
$Na_2\,O$	1,3	2,5	3,0
$K_2\,O$	1,1	0,5	0,5

En second lieu le tableau ci-dessous donnant les teneurs en soude et potasse (exprimées en pourcentages moléculaires) des quatre échantillons analysés montre, d'une part une augmentation régulière de Na de l'amphibolite schisteuse au gneiss à calcite. Ce fait confirme la métasomatose sodique mise en évidence par l'étude pétrographique. D'autre part, il indique des pourcentages très voisins en potasse pour ces deux types extrêmes, et beaucoup plus faibles pour les amphibolites grenues. Ce fait suggère l'hypothèse d'un déplacement de la potasse, contenue dans le plagioclase séricitisé de l'amphibolite, vers le gneiss à calcite (à microcline et phengite) au cours de la métasomatose.

	N° 19	N° 20	N° 21	N° 22
$Na_2\,O$	1,3	3,6	5,7	5,3
$K_2\,O$	1,1	0,6	0,2	1,4

Enfin, le calcul du rapport : $\frac{\text{oxydes de fer}}{Mg\,O}$ a été effectué (à partir des pourcentages moléculaires) et les résultats consignés dans le tableau qui suit :

	N° 19	N° 20	N° 21	N° 22
$Fe_2\,O_3$	1,2	1,5	2,8	4,9
$Fe\,O$	2,7	8,8	4,7	2,4
$Mg\,O$	10,9	7,8	10,5	3,7
$\frac{Fe_2\,O_3 + Fe\,O}{Mg\,O} = \ldots\ldots$	0,39	1,38	0,71	1,98

Dans les amphibolites schisteuses et grenues, on constate que ce rapport est faible; il est relativement élevé dans l'amphibolite grenue à biotite et dans le gneiss à calcite également à biotite. D'après Turner [95], cette condition favorise le développement du stilpnomélane qui remplace alors la chlorite dans les roches de métamorphisme de faible intensité, présentant cette composition particulière. Il y a donc là un argument supplémentaire en faveur de l'existence de stilpnomélane (au lieu de biotite) dans les amphibolites et gneiss à calcite de Collobrières.

— *faciès secondaires :*

Ils forment une gamme très variée, présentant tous les intermédiaires possibles entre les deux types : amphibolite et gneiss à calcite. Ces variations se groupent autour d'un type moyen dont l'affleurement d'amphibolites de la ferme de Gringalet, au Sud du domaine de Valcros, reflète assez bien la composition :

— quartz	— épidote -- zoïsite
— plagioclase séricitisé	— magnétite
— albite An_{10}	— sphène
— hornblende bleu-vert	— apatite
— biotite verte	— calcite.

L'albite An_{10} de néoformation, pœcilitique, s'ajoute en petite quantité au plagioclase qui est souvent entièrement séricitisé; quelques plages moins altérées montrent qu'il s'agit d'oligoclase moyen.

L'épidote, en prismes automorphes est très abondante dans l'oligoclase, et va jusqu'à occuper la presque totalité de certaines sections.

Le sphène est extrêmement fréquent dans cette roche; ses grains, xénomorphes, peuvent atteindre 0,5 mm.

Enfin, la calcite en cristaux isolés, s'aligne en lits étroits, parallèlement à ceux d'amphibole et de biotite.

4° CARACTERES DU SEDIMENT ORIGINEL ET ZONEOGRAPHIE

J'ai déjà indiqué, à propos de leur étude chimique, que les amphibolites de Collobrières avaient une origine sédimentaire. Leur composition est d'ailleurs celle d'une marne riche en TiO_2 (analyse brute p. 83).

Le gneiss à calcite qui est étroitement lié, aussi bien *in situ* qu'au point de vue pétrographique, à ces para-amphibolites, pré-

sente la composition d'un calcaire marneux, caractérisé par une teneur en fer supérieure à celle du magnésium.

Par suite, l'ensemble « amphibolites et gneiss à calcite de Collobrières » représente d'anciennes lentilles de marnes et de calcaires marneux plus ou moins dolomitiques interstratifiés dans les niveaux argileux qui ont donné les micaschistes du « Groupe des Berles ».

La composition minéralogique actuelle place les faciès ci-dessus à la partie supérieure de la zone des micaschistes inférieurs. Seule la présence du mica vert-brunâtre laisse subsister une incertitude. Remarquons néanmoins que, à défaut d'une détermination précise, l'ensemble des caractères pétrographiques et chimiques qui ont été soulignés dans les pages précédentes à propos de ce minéral, donnent de fortes présomptions en faveur du stilpnomélane. Celui-ci est alors parfaitement à sa place dans ces roches de métamorphisme relativement peu intense.

Enfin, la séricitisation totale du plagioclase, malgré la fraîcheur apparente des affleurements d'amphibolite, et le caractère général de ce fait, laissent penser que la cause première a également un caractère très général : cette pseudomorphose en séricite du plagioclase est due vraisemblablement à la rétromorphose. Mais cette dernière a été effacée ultérieurement par la métasomatose, et ne se retrouve que dans les faciès où l'apport se montre insignifiant.

En résumé, les « amphibolites et gneiss à calcite de Collobrières » dérivent de sédiments marneux plus ou moins riches en calcium et magnésium, sur lesquels se sont exercés successivement le métamorphisme général, le métamorphisme rétrograde et enfin les phénomènes métasomatiques.

γ) LA COLLOBRIERITE

Introduction

Cette roche connue depuis les descriptions de Gruner [1] et de Coquand [18] a été décrite avec beaucoup de détails par A. Lacroix [53], à qui elle doit son nom.

« Sa composition minéralogique très remarquable, en même temps que fort exceptionnelle » [2] ne peut être comparée qu'à

(1) Gruner (1847). *C. R. Ac. Sc.*, p. 794;
(1848) *Am. Mines*, 4 série t. XXIV, p. 288.
(2) Lacroix A. [53], p. 67.

celle de l'Eulisyte de Tunaberg Südermanland en Suède, qui est vraisemblablement d'origine éruptive.

Or, à Collobrières, comme le fait remarquer A. Lacroix, la collobriérite n'est en rapport avec aucune formation éruptive. La question de son origine posée implicitement par cet auteur, mais non résolue, demeure entière.

1° CONDITIONS DE GISEMENT

La collobriérite affleure à l'extrêmité Est de la bande des micaschistes du groupe des Berles, entre les parallèles de Collobrières et de Bormes-les-Mimosas. Partout où elle est observable, dans le vallon de Vaubarnier, comme dans celui de Valcros, on constate que la collobriérite occupe une place sensiblement constante au milieu de ces micaschistes.

Les affleurements du vallon de Vaubarnier se suivent en direction N-S sur 1,500 km environ, depuis la propriété Pascal où ils peuvent être observés en surface, jusqu'au Col des Quatre-Chemins; là, des puits d'exploitation les ont recoupés en profondeur.

Dans le vallon de Valcros, deux lentilles sont visibles, l'une au Jas de Péou, de petite dimension, l'autre au Col du Gringalet

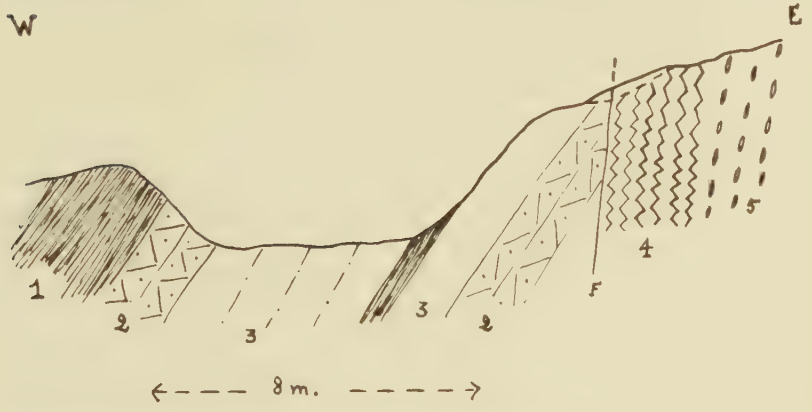


Fig. 25. - - *Coupe géologique schématique de l'affleurement de Collobriérite du Vallon de Vaubarnier.*

1. — Micaschistes à minéraux du *Groupe des Berles* avec bancs feldspathiques.
2. — Bancs à grenat, magnétite grunérite, fayalite. } *Collobriérite*
3. — Minerai riche en magnétite, avec grenat, grunérite. }
4. — Passage des micaschistes du *Groupe des Berles* aux micaschistes du *Groupe du Cap Nègre.*
5. — Gneiss du *Groupe de Bormes.*

(extrémité Est du vallon de ce nom), plus importante, d'une centaine de mètres de longueur.

Le puits de recherches de la propriété Pascal, (vallon de Vaubarnier), mérite un examen attentif (coupe, fig. 25). La collobriérite constitue ici une dizaine de couches de 0,50 m à 1 mètre de puissance, séparées par des passées schisteuses riches en grenats, et surtout par des lits amphiboliques à grunérite et grenats.

Le tout est interstratifié; le pendage de 45° est concordant avec celui des micaschistes côté Ouest; alors qu'à l'Est la terre végétale masque le contact avec des micaschistes très quartzeux, à minéraux dont les premiers bancs sont subverticaux. Y a-t-il faille ou redressement des couches ?

Je n'ai observé aucun échantillon de collobriérite mylonitisé. Mais A. Lacroix [53] signale que la roche a subi « de puissantes actions mécaniques et que les plages de fayalite sont localement tordues »; de plus, par place, « tous les éléments sont finement granulés ». Le gisement est donc vraisemblablement limité à l'Est par une faille non visible.

L'ensemble de ces considérations de terrain laisse déjà présumer une origine sédimentaire.

2° LES FACIES

La collobriérite est une roche dense, très cristalline, très belle quand elle est fraîche.

Les échantillons les plus riches en magnétite montrent toujours à la cassure quelques menues aiguilles d'amphibole vert-olive ou quelques grenats rose-chair.

Lorsque la magnétite devient rare, les grenats abondent; on est alors en présence d'une *grenatite*, dans laquelle les rhombododécaèdres atteignent communément 0,5 cm de diamètre. Parfois le seul minéral visible entre les grenats est de la biotite très noire, en grandes lames. Le quartz s'ajoute fréquemment à ces minéraux; j'ai même observé des échantillons qui sont de véritables pegmatites à biotite et grenat.

Les *amphibolites à grunérite* sont toujours plus ou moins altérées, très rarement la texture est schisteuse. Elles contiennent du grenat, de la fayalite et de la magnétite.

Enfin, les micaschistes interstratifiés et ceux qui se trouvent au voisinage immédiat de la collobriérite sont toujours très riches en quartz et en biotite. On y trouve des lentilles de quartz à tourmaline ainsi que des passées feldspathiques de quelques centimètres d'épaisseur.

Fig. 26. — *Collobriérite du Vallon de Vaubarnier.*
La fayalite (Fa.) de cristallisation tardive contient des inclusions de magnétite (Ma.) et de grunérite (Grun.).

Fig. 27. — *Collobriérite altérée du Vallon de Vaubarnier.*
La calcite (Calc.) qui forme le fond de cette roche altérée, s'insinue dans toutes les cassures des minéraux; seules, les quelques plages de plagioclases (Pl.) sont fraîches.
Pyr. = pyrrothine; Gr. = grenat; Ap. = apatite.

3° PETROGRAPHIE

La composition minéralogique est assez variable d'un échantillon à l'autre, ainsi que le laisse prévoir la description des faciès.

Un échantillon moyen du vallon de Vaubarnier (micrographie, fig. 26) est caractérisé par la présence de :

— grunérite — magnétite
— fayalite — apatite
— grenat — sulfures (pyrrothine).

La structure est granoblastique en dehors des parties riches en magnétite qui constituent des lits parallèles de quelques fractions de millimètres.

La grunérite est le minéral de beaucoup le plus abondant. Ses cristaux sont très faciles à identifier. Ils sont généralement bien développés, maclés polysynthétiquement et de biréfringence élevée;

l'extinction est oblique : $z/c = 10°$ à $12°$. L'antophyllite est localement mêlée à la grunérite, dans les roches en voie d'altération.

La fayalite, jaune-verdâtre, peu pléochroïque, a le relief et la biréfringence élevés des minéraux du groupe des péridots. Une mesure de l'angle des axes m'a donné : $-2V = 53°$. La fayalite est généralement associée à la grunérite qu'elle englobe ; mais elle peut également inclure de la magnétite, plus rarement le grenat et l'apatite. Elle apparaît donc comme un minéral ayant cristallisé tardivement. Remarquons que ce péridot ferrique se rencontre rarement dans la nature ; il se forme communément dans les scories et les laitiers d'un grand nombre d'opérations métallurgiques.

Le grenat est souvent automorphe. Les rhombododécaèdres, qui ont communément plusieurs millimètres de diamètre, sont rarement pœcilitiques. Les seules inclusions paraissent être du zircon — qui n'est pas rare d'ailleurs dans la roche — et de la magnétite en petits granules. Dans les cassures des grenats, se développe une chlorite vert foncé, très pléochroïque et biréfringente, qui apparaît comme un produit d'altération ; on ne la trouve jamais dans les échantillons frais.

L'apatite se rencontre soit en cristaux automorphes, soit, plus souvent, en grains à contours émoussés. Elle peut être encore en inclusions dans les lits de magnétite ; ses dimensions et ses formes sont alors quelconques. C'est un minéral très fréquent.

La biotite très brune et très pléochroïque n'est que très rarement altérée. Ses cristaux moulent d'une façon générale les plages de grenat. Elle occupe les méats laissés par ces minéraux, associée en cela à du quartz à extinction largement onduleuse.

Le feldspath qui est une albite An_9 est fréquent dans les roches altérées où il est par contre très frais et pœcilitique ; il contient des fibres de grunérite.

Parmi les sulfures, la pyrite est rare ; la pyrrothine (Fe S) qui est, par place, abondante peut passer inaperçue à l'examen microscopique. Elle a été signalée par A. Lacroix. Sa présence, dans la collobriérite a été confirmée par examen aux rayons X [1]. Ce sulfure caractérise habituellement les filons hypothermaux. On le trouve dans les lames minces associé à la magnétite, au grenat et à la sidérose. Ce dernier minéral que A. Lacroix signale comme étant une pseudomorphose de la fayalite, se présente aussi comme une altération de la pyrrothine dont les plages morcelées, fissurées, sont éparses dans le carbonate. Remarquons également que ce dernier est toujours un produit secondaire qui envahit toutes les

(1) Je remercie vivement M. le Professeur Chatelain et ses Collaborateurs qui ont bien voulu effectuer en 1952 des examens aux rayons X, sur divers échantillons de Collobriérite.

cassures de tous les minéraux (micrographie, fig. 27), et qu'on ne le rencontre qu'exceptionnellement toujours associé à d'autres produits d'altération.

La magnétite a cristallisé pendant toute la durée de formation de la roche; elle est de plus extrêmement abondante. On la rencontre dans tous les faciès.

Elle est incluse dans tous les minéraux; en cristaux squelettiques, en octaèdres, en lits massifs ou à structure granuleuse de quelques millimètres à plusieurs centimètres de large.

Dans les échantillons de ce dernier type, plusieurs lames minces m'ont montré des structures rappelant des oolithes (micrographie, fig. 28). Les granules de magnétite de 10 à 15 μ remplissent un espace ovoïde, au niveau duquel les lits de magnétite se divisent comme pour contourner un obstacle. L'oolithe primitive est pseudomorphosée par du grenat rose-chair, qui enrobe des grains de magnétite. L'origine secondaire du grenat est très nette dans l'oolithe brisée représentée dans la micrographie.

L'analyse chimique d'un échantillon extrait du vallon de Vaubarnier donne les résultats suivants :

Analyse n° I. — Collobriérite de Vaubarnier.
An. Raoult (*in* Lacroix, 1917)

	N° I
SiO_2	32,70
Al_2O_3	2,10
Fe_2O_3	12,93
FeO	46,07
MnO	0,11
MgO	0,90
CaO	1,90
Na_2O	0,65
K_2O	0,38
TiO_2	0,46
P_2O_5	0,38
Cl	0,19
S	0,18
H_2O	0,82
Total	99,72

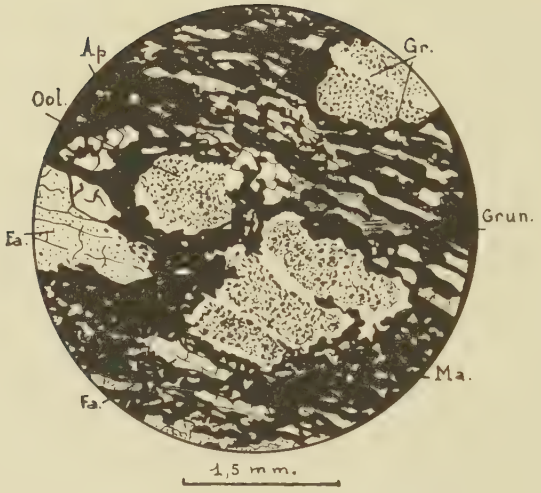


Fig. 28. — *Collobriérite du Vallon de Vaubarnier.*
Faciès très riche en magnétite (Ma.) montrant des résidus de structure oolithique (Ool.).
Grun. = grunérite; Fa. = fayalite; Gr. = grenat.

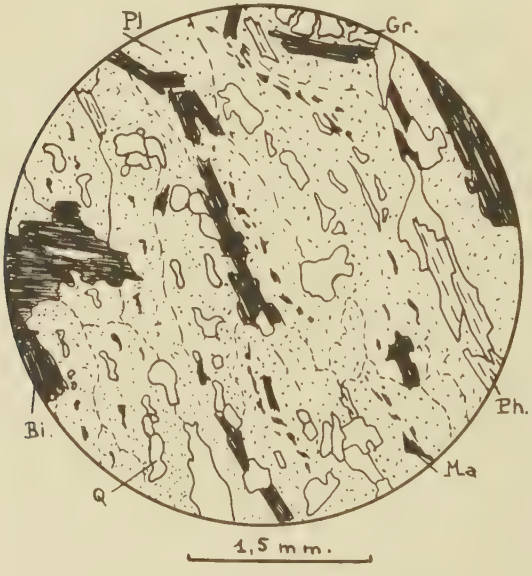


Fig. 29. — *Micaschiste feldspathique*
au voisinage de la collobriérite du Vallon de Vaubarnier.
Q = quartz; Pl. = plagioclase; Bi. = biotite; Ph. = phengite; Gr. = grenat; Ma. = magnétite.

Cette roche est donc essentiellement caractérisée par sa richesse en fer ; elle est pauvre en Mg, Ca et Ti.

Les micaschistes feldspathiques — parfois véritables gneiss tant le feldspath y est abondant — qui accompagnent la collobriérite à Vaubarnier, ont la composition minéralogique suivante :

— quartz
— oligoclase An_{12}
— biotite
— phengite
— apatite
— staurodite,
— grenat.

Le quartz est rare, surtout dans les faciès très feldspathiques. Il apparaît le plus souvent en plages allongées, à extinction onduleuse incluse dans les phénoblastes d'oligoclase. Ceux-ci sont très largement pœcilitiques, globuleux, non maclés. Ils atteignent fréquemment le millimètre et l'on y trouve tous les minéraux du micaschiste, y compris le grenat et la staurotide ; les lits de micas se suivent sans dérangement, à travers la succession des plages feldspathiques. Les caractères du plagioclase mettent en évidence son origine métasomatique (micrographie, fig. 29) indiscutable. La biotite est abondante. Quelques rares plages de petits grenats séricitisés permettent de rapporter ces micaschistes oligoclasiques au groupe des micaschistes des Berles.

4° ORIGINE DE LA COLLOBRIERITE

J'ai rappelé au début de ce paragraphe que, selon A. Lacroix, les caractères très particuliers de cette roche n'ont d'équivalents, au point de vue chimique et minéralogique que ceux de l'Eulysite de Suède vraisemblablement d'origine éruptive.

Mais l'examen des conditions de gisement de la collobriérite ont montré que l'hypothèse d'une origine semblable pour cette roche doit être abandonnée, comme étant incompatible avec les observations de terrain.

Par contre, ces dernières sont en parfait accord avec l'hypothèse d'une origine sédimentaire.

Les minerais de fer dérivant par métamorphisme d'anciens sédiments sont de deux sortes : les skarns, ou calcaires ayant subi une métasomatose ferro-magnésienne, et les anciens minerais de fer métamorphisés.

La collobriérite se différencie totalement des minerais du type skarn. En effet, l'analyse chimique a mis en évidence sa pauvreté en Ca, et la composition minéralogique a montré que la plus grande partie de l'ion calcium entre dans l'apatite. De plus la sidérose

apparaît toujours de nature secondaire et les silicates calciques sont absents.

Bien au contraire, l'existence de résidus de structure oolithique fossile et de minéraux détritiques (apatite, zircon), le litage bien marqué du minerai massif, tant à l'affleurement qu'en lames minces, permettent d'affirmer que la *collobriérite est un ancien minerai de fer oolithique.*

La présence de fayalite et de pyrrothine reste singulière car ces deux minéraux sont les constituants habituels des filons hypothermaux.

Remarquons que la fayalite est de cristallisation tardive; que les faciès pegmatitiques se rencontrent dans la collobriérite, et que la tourmaline est fréquente dans les micaschistes au voisinage du minerai.

Par suite, il semble logique d'attribuer la formation de ces minéraux de haute température dans un schiste cristallin, à une phase pneumatolitique, qui a accompagné et peut-être suivi le métamorphisme topochimique du minerai.

En résumé, la collobriérite se présente comme un ancien minerai de fer oolithique, interstratifié dans des sédiments pélitiques argileux, également riches en fer. L'hypothèse d'une phase pneumatolitique ayant facilité la cristallisation de minéraux tels que la fayalite, et la pyrrothine paraît vraisemblable.

Conclusions a l'étude du « Groupe des Berles »

L'étude pétrographique détaillée qui précède a mis l'accent sur la diversité des faciès rencontrés dans le « groupe des Berles ». Ce caractère ne doit pas faire perdre de vue l'unité du groupe, qui réside surtout dans son *évolution métamorphique.*

En effet, l'examen des faciès dominants, comme des faciès secondaires, montre que l'ensemble du « groupe des Berles » est formé de schistes cristallins polymétamorphiques.

Le premier métamorphisme s'est exercé sur des sédiments argileux, avec lentilles de marno-calcaires, de minerai de fer oolithique et de grès à débris organiques; il les a transformés en micaschistes, para-amphibolites à calcite, minerais de fer et quartzites graphiteux appartenant au point de vue zonéographique surtout à la zone des Micaschistes supérieurs, et secondairement à celle des Micaschistes inférieurs.

Ultérieurement, une phase de rétromorphose générale a pris place. Elle s'est manifestée par la pseudomorphose en séricite des plagioclases, grenats et staurotides, et la chloritisation ou la décoloration des biotites. Elle a été suivie d'une phase de recristalli-

sation, très générale, de ces mêmes minéraux : biotite, grenat, staurotide, mais à l'état de porphyroblastes de grande taille.

Enfin, une métasomatose albitique et siliceuse s'est exercée irrégulièrement sur les schistes cristallins du groupe des Berles. Elle s'observe surtout dans la collobriérite et les micaschistes encaissants, dans les amphibolites et les gneiss de Collobrières, dans les gneiss albitiques de la Malière.

J'ai attiré déjà l'attention sur la possibilité d'une métasomatose ferro-magnésienne et alumineuse qui serait responsable de la cristallisation des grandes plages de biotite, staurotide et grenat.

Par ailleurs, insistons sur le fait qu'aucune cataclase n'est décelable antérieurement à la rétromorphose ; par suite, les diverses phases du métamorphisme mises en évidence par l'étude pétrographique appartiennent à un même cycle orogénique dont elles soulignent les pulsations.

Au point de vue *stratigraphique,* il convient de noter que la présence du minerai de fer oolithique et du quartzite graphiteux témoigne d'une faible profondeur des fonds pendant que se déposait une partie des sédiments qui constituent actuellement le « groupe des Berles ».

V. — Groupe des gneiss de Bormes

Introduction

Les « gneiss de Bormes » qui dessinent, grâce à leur dureté, les principales lignes de relief de la région ne pouvaient passer inaperçus. La première édition de la feuille Toulon au 1/80.000e signale, tantôt leur aspect micacé, tantôt leur texture glanduleuse due « aux grands cristaux de feldspaths ».

Il faut attendre la notice explicative de la feuille Hyères au 1/50.000e pour que cette définition se précise. H. Schoeller [86] donne la composition minéralogique du gneiss et mentionne qu'à côté de la structure granoblastique qui prédomine, « la structure pœcilitique existe parfois, et se traduit par des inclusions de quartz au sein des feldspaths ».

Par ailleurs, au point de vue tectonique, les gneiss œillés de Bormes affleurant entre deux séries de micaschistes, sont considérés uniquement comme une charnière anticlinale de gneiss profonds. En 1926, A. Demay, dans sa brillante synthèse sur l'accident de Grimaud en fait le noyau de « la nappe de Bormes ». Mais ultérieurement (1946) revenant sur ses propres conclusions, il émet une autre hypothèse : les gneiss œillés de Bormes représentent peut-être « une zone d'injection magmatique ».

Ces divers essais d'interprétation suffisent à montrer que les « gneiss de Bormes » posent un certain nombre de problèmes qui réclament une solution. Examinons-les :

1° EXTENSION GEOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIQUE

Les « gneiss de Bormes » forment une bande de 4 à 5 km de largeur moyenne qui s'étend du sud au nord du massif, depuis la Pointe de Gau (Cap Bénat) jusqu'à la Garde-Freinet. Elle est hachée de failles Est-Ouest qui la divisent en plusieurs compartiments, dont les plus importants correspondent aux grandes unités géographiques du massif ; c'est-à-dire :

— à la chaîne littorale, limitée au Nord par la vallée de la Molle ;

— à la chaîne intérieure, entre la vallée de la Molle et celle de Collobrières ;

— à la chaîne septentrionale au Nord de la vallée de Collobrières.

En dehors de cet ensemble, les « gneiss de Bormes » se ren-

contrent au Sud-Est de Vidauban, au lieu dit Tournavelle, et à l'Ile du Levant (carte hors-texte).

La schistosité est orientée généralement vers le Nord ou le Nord-Ouest (45° à 80°), sauf dans le Cap Brénat (orientation SW). Ce pendage est aussi celui des niveaux de micaschistes qui encadrent les gneiss ; ces séries apparaissent donc en position isoclinale.

Au point de vue morphologique, les « gneiss de Bormes » forment des reliefs escarpés : N. D. de Bormes, Pierre d'Avignon, Roc Rigaud, la partie occidentale du Plateau du Treps.

2° LES FACIES

a) Description du faciès-type, pris a Bormes.

Le faciès le plus fréquent des gneiss, à Bormes, est celui de *gneiss fins à deux micas*, montrant des alternances de lits clairs discontinus et de lits plus sombres. C'est à cette roche que nous réservons uniquement le nom de « gneiss de Bormes » dans les pages suivantes.

Localement, la présence d'yeux monocristallins confère aux gneiss la texture des embréchites œillées classiques, tandis qu'ailleurs, par diminution des plages feldspathiques, ils deviennent micaschisteux.

Par suite, ces gneiss sont tantôt massifs, tantôt se débitent en dalles avec une extrême facilité. Au voisinage d'accidents locaux, il est fréquent de voir les bancs les plus compacts se plisser en véritable accordéon.

Les intercalations de micaschistes à deux micas avec ou sans minéraux sont nombreuses au sein des « gneiss de Bormes » ; on passe d'ailleurs insensiblement du gneiss fin aux micaschistes francs et inversement.

Aux gneiss sont associées de nombreuses et parfois volumineuses amygdales de quartz, qui rappellent le quartz d'exudation commun dans les micaschistes ; mais plusieurs de ces amygdales sont serties d'une accumulation de lamelles de biotite. Il est à noter qu'on ne rencontre jamais de pegmatite.

Une observation plus attentive des gneiss fins permet de constater qu'il ne s'agit pas des gneiss à deux micas classiques de la zone des gneiss supérieurs.

Ces gneiss, en effet, ne sont pas homogènes (macrographie, fig. 30). Sur une tranche perpendiculaire à la schistosité, se dessinent des amandes plus ou moins étirées, aplitiques à grain très fin, leucocrates, qui se détachent sur un fond quartzofeldspathique et

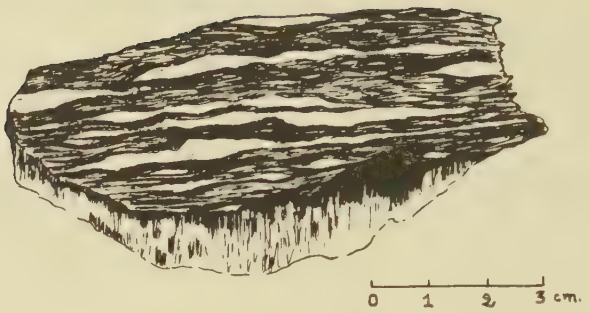


Fig. 30. — *Macrographie du « gneiss de Bormes ».*
(Echantillon récolté à 1,500 km de Bormes, sur la route du Col de Gratteloup, D. 41).
Sur le fond sombre du gneiss, se détachent les amygdales aplitiques.

micacé également très fin. L'épaisseur des amandes est de l'ordre de quelques millimètres, et n'excède que rarement le centimètre; par contre, parallèlement à la schistosité, une même amygdale aplitique atteint communément plusieurs centimètres de long, bien qu'on en connaisse de plus petites.

Bien délimitées parallèlement aux lits micacés (notamment par les lamelles de biotite) les amandes ne sont que très rarement fermées à leurs extrémités, où elles se terminent de façon diffuse. On peut observer, bien que plus rares, des amygdales aplitiques dont tous les bords sont flous.

Enfin, il faut ajouter que parmi ces amygdales aplitiques, certaines se séparent avec une extrême facilité de la roche, pour peu que celle-ci soit altérée; elles sont toujours localisées, de forme plus globuleuse, et elles présentent quelques analogies d'aspect avec les galets d'un conglomérat. On les trouve principalement dans les régions affectées par des cassures secondaires. Nous verrons ultérieurement ce qu'il y a lieu d'en penser.

b) Faciès complémentaires :

Dans la chaîne littorale.

Au sud de Bormes :

Dans la partie nord de la Presqu'île de Bénat on constate une diminution progressive de la taille et du nombre des amygdales aplitiques. Des yeux de quartz, écartant les lits micacés apparaissent vers la Pointe de Gouron.

Mais ce faciès est local, et plus au Sud (Pointe de Gau), les amygdales aplitiques réapparaissent très nombreuses.

A l'ouest de Bormes :

On passe insensiblement du gneiss fin où les amandes aplitiques sont de plus en plus réduites, à un micaschiste à deux micas du « groupe du Cap Nègre ».

Dans la région comprise entre le vallon des Berles et celui de Valcros, les micaschistes du « groupe des Berles » contiennent une intercalation de gneiss, à très fines amygdales aplitiques. C'est l'affleurement le plus occidental, du type « gneiss de Bormes », que j'ai observé.

Vers l'Est de Bormes (Domaine forestier de Barral).

Lorsqu'on emprunte la piste forestière qui conduit au lieu dit Barral, après avoir traversé plusieurs passées micaschisteuses intercalées dans les « gneiss de Bormes », on constate que ces derniers prennent progressivement un aspect différent du type décrit jusqu'ici : la texture de la roche devient plus homogène; les amygdales aplitiques sont plus courtes et globuleuses, également plus nombreuses. Il n'est pas rare d'y voir des grains de quartz bien individualisés. Çà et là de petits yeux feldspathiques apparaissent, écartant les micas; ces derniers sont très abondants et forment des lits discontinus et flexueux. Une surface de clivage de la roche montre une alternance de mouchetures argentées (formées par le mica blanc) et de taches brunes (biotite) rappelant une peau tigrée. Nous conviendrons d'appeler ce faciès « *gneiss tigré de Bormes* ».

Toujours plus à l'Est, les « gneiss tigrés de Bormes » sont relayés par une roche qui progressivement, en quelques mètres, perd sa schistosité. Les lamelles de biotite se groupent en îlots sombres où l'on trouve une très faible proportion de mica blanc, et qui se détachent sur un fond blanc quartzo feldspathique. Je désignerai cette roche sous le nom de « *granite tigré* ».

Le « granite tigré » est local (quelques centaines de mètres carrés); il est ceinturé par les « gneiss tigrés de Bormes » qui eux-mêmes vers l'Est, mais assez rapidement (sur quelques dizaines de mètres), passent aux micaschistes à grandes lames de micas et à minéraux.

Dans la chaîne intérieure :

Les faciès sont identiques à ceux décrits ci-dessus.

Les gneiss œillés sont un peu plus développés; les « gneiss tigrés » et le « granite tigré » apparaissent localement sur la piste forestière qui, de la Croix d'Anselme (à 5 km à l'Est de Collobrières) conduit à la Chartreuse de la Verne.

Dans la chaîne septentrionale :

Le faciès des gneiss du vallon de la Pipe (Est des Mayons-du-

Luc) rappelle tout à fait celui défini à Bormes. Le faciès œillé est rare.

Plus à l'Est, la piste forestière qui, des Mines de Saint-Daumas, rejoint la Garde-Freinet, traverse la formation des « gneiss de Bormes » et présente le grand avantage de fournir des coupes fraîches.

Les alternances de gneiss et de micaschistes sont ici beaucoup plus fréquentes que dans les autres chaînes. De plus, les amygdales aplitiques sont plus volumineuses et macroscopiquement leur grain apparaît plus gros. Le grenat n'y est pas rare.

Le passage des micaschistes au « gneiss de Bormes » se fait en plusieurs endroits par l'intermédiaire de bancs très feldspathiques, mésocrates ou leucocrates, de 2 m environ d'épaisseur.

Ainsi, dès l'examen macroscopique, on peut soupçonner que la genèse de ces roches est plus complexe que celle des gneiss à deux micas normaux.

3° PETROGRAPHIE

a) Le faciès-type.

Le « gneiss de Bormes » présente une remarquable uniformité de composition et de structure du nord au sud du massif.

L'échantillon-type provient d'une petite carrière située à Bormes, sur la route D. 41, qui conduit au Col de Gratteloup, à 1,5 km de l'agglomération.

La composition minéralogique est la suivante :

— quartz
— oligoclase moyen (An_{16-23})
— microcline-anorthose (— 2V = 54°-64°)
— biotite brune
— chlorite vert-brunâtre
— chlorite
— muscovite
— apatite
— zircon
— rutile, poussières ferrugineuses.

Nous décrirons successivement :

a) les amygdales aplitiques;
b) le gneiss entre les amygdales aplitiques.

a) *Description des amygdales aplitiques.*

Le quartz est relativement peu abondant; il se présente en inclusion dans les feldspaths, en grains isométriques, et en plages recristallisées (micrographie, fig. 31).

Le quartz en inclusion dans les feldspaths est le plus fré-

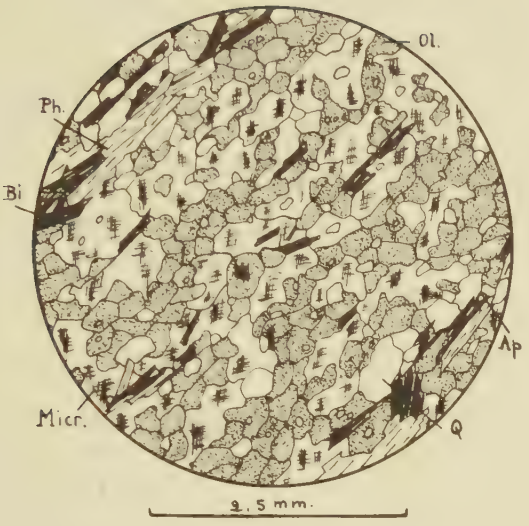


Fig. 31. — *Amygdales quartzofeldspathiques du « Gneiss de Bormes ».*
Le quartz (Q) est rare, inclus dans l'oligoclase (Ol.) ou à la limite de deux cristaux jointifs. L'oligoclase, minéral essentiel des amygdales quartzo-feldspathiques, est corrodé par le microcline-anorthose (Micr.) disposé en lits, suivant la schistosité indiquée par les micas.
Bi. = biotite et biotite chloritisée; Ph. = phengite; Ap. = apatite.

quent; ce sont des gouttes circulaires ou ellipsoïdales, des grains dentilliformes où le quartz a toujours des contours très arrondis et une extinction franchement onduleuse. Des plages de dimensions exigues, formées de grains isométriques de quartz sont visibles entre les feldspaths; ce quartz, comme d'ailleurs celui qui constitue les gouttes, est parfaitement limpide. Enfin, des îlots de quartz recristallisé se localisent sur les bords des plages aplitiques ou vers leurs extrémités. L'extinction est encore onduleuse; il n'est pas rare d'apercevoir inclus dans ce quartz, des plagioclases, de la biotite et de la muscovite de néoformation, ainsi que des traînées de poussières ferrugineuses alignées perpendiculairement à la schistosité.

Le quartz appartient donc à deux générations : le quartz I correspond au fond granoblastique et aux gouttes; le quartz II est beaucoup plus largement cristallisé et de plus pœcilitique. Une cataclase légère a entraîné chez l'un comme chez l'autre l'extinction onduleuse.

Les feldspaths sont de deux sortes :

Les plagioclases (oligoclase moyen : $An_{16\,23}$) sont très abon-

dants et constituent le fond même des amandes aplitiques. Ils sont quelquefois maclés, mais, en général, ne présentent ni macles, ni clivages. Ils se distinguent néanmoins aisément du quartz en L. N. par la présence d'une poussière ferrugineuse fine, avec ou sans rutile, qui recouvre en totalité ou en partie l'oligoclase, et à laquelle s'ajoute une altération sériciteuse plus ou moins poussée. Les cristaux sont isométriques et la structure des amygdales aplitiques est granoblastique.

Les plagioclases sont pœcilitiques, et renferment exclusivement du quartz I — présentant les caractères ci-dessus indiqués — et quelques lamelles de chlorite. Il n'est pas rare de trouver dans une même section d'oligoclase des gouttes ayant une orientation optique identique (ce que l'on peut mettre aisément en évidence en superposant la lame de gypse) ; ou encore de petits grains de quartz à cheval sur deux cristaux voisins de plagioclases.

Intimement mêlé à ces derniers, jusqu'à les envelopper complètement, on trouve fréquemment du feldspath potassique à l'état de microcline-anorthose ($54° < -2V < 64°$). Ce feldspath est toujours limpide, sans forme propre, quelquefois maclé finement ; souvent pœcilitique, il contient du quartz, de l'oligoclase et parfois des

Fig. 32. — *Détail de structure d'une amygdale quartzofeldspathique du « gneiss de Bormes ».*

Q = quartz ; Ol. = oligoclase ; Micr. = microcline-anorthose ; Bi. = biotite et biotite chloritisée ; Ph. = phengite ; Ap. = apatite.

micas. Les cristaux de microcline ont des dimensions qui s'échelonnent depuis 0,05 mm jusqu'à atteindre et même dépasser le centimètre. Les plus petits forment des sortes de lits, parallèles à la schistosité du gneiss; ils s'insinuent entre les plagioclases qu'ils corrodent plus ou moins profondément (micrographie, fig. 32). Localement, le microcline peut prendre un développement important; on le voit se susbtituer alors à plusieurs plages d'oligoclase dont il ne reste que des débris, à l'intérieur du feldspath potassique, ou entre deux cristaux de ce dernier devenus jointifs. Bien qu'aucune trace de myrmékite ne soit visible, le *microcline-anorthose* présente tous les caractères classiques des *minéraux métasomatiques;* de plus son comportement par rapport aux divers constituants des amygdales montre qu'il a été *le dernier à cristalliser.*

Le mica blanc dont l'angle d'axes $-2V = 20°$ à $25°$, est du groupe des phengites.

La chlorite est peu abondante; de couleur vert-pomme, peu pléochroïque, sa biréfringence est faible. Quelques plages montrent encore des traces de biotite brune; mais la plupart en sont exemptes. Des exudats de produits ferro-titanés sont visibles dans les clivages de la chlorite et dans les plagioclases voisins. Il faut en déduire que la chloritisation est contemporaine de la cristallisation du plagioclase.

La chlorite est associée à une phyllite, en menues paillettes, vert brunâtre et qui rappelle le mica vert-brun des gneiss à calcite de Collobrières.

Ces deux variétés de chlorite sont constantes dans toutes les amygdales aplitiques, et sont toujours disposées parallèlement à la schistosité du gneiss.

Certaines amygdales aplitiques possèdent aussi de la phengite et de la biotite très brune, en sections à contours très nets, fortement pléochroïque et toutes deux de néoformation. Jamais la phengite ne se trouve associée à la chlorite, alors que les groupements épitaxiques répétés de phengite — biotite brune sont habituels. Ces caractères soulignent l'existence de deux générations de biotite.

Enfin, on rencontre quelques *grains d'apatite* disséminés dans l'oligoclase, ainsi que de minuscules cristaux de *rutile.*

b) *Description du gneiss entre les amygdales aplitiques.*

La structure est grano lépidoblastique.

Le *quartz* est abondant; les cristaux sont aplatis suivant la schistosité cristallophyllienne et présentent de larges extinctions

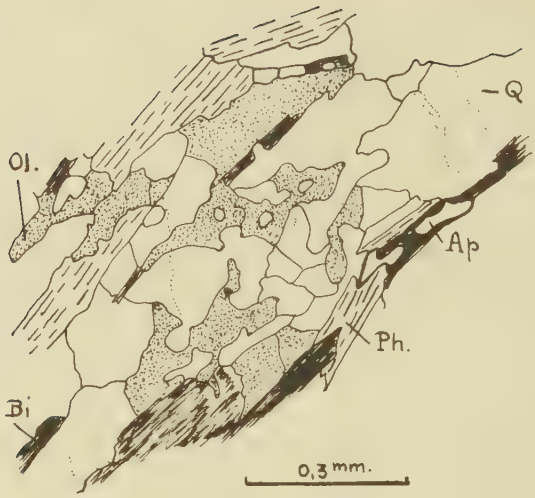


Fig. 33. — *Détail de structure du « gneiss de Bormes » entre les amygdales quartzofeldspathiques.*
L'oligoclase (Ol.) très envahissant, corrode le quartz qu'il réduit à des gouttes. Q = quartz; Ol. = oligoclase; Bi. = biotite et biotite chloritisée; Ph. = phengite; Ap. = apatite.

onduleuses, et quelques poussières ferrugineuses en inclusions; leurs dimensions moyennes sont de 0,1 mm × 0,5 mm.

La *phengite* et la *biotite brune* en groupements épitaxiques et en très larges lamelles forment des lits presque continus; on les trouve également englobés par les cristaux de quartz; les auréoles pléochroïques autour des grains de zircon sont assez fréquentes. L'apatite est très abondante en cristaux volumineux.

Les feldspaths sont, par contre, rares. On y rencontre seulement l'*oligoclase*. Ce minéral possède les caractères précédemment décrits, mais ici son mode de cristallisation présente un intérêt tout particulier. En effet, comme le montre la micrographie (fig. 33), il pénètre dans les fissures du quartz et isole deux portions d'un même cristal, dont les inclusions alignées se retrouvent de part et d'autre de la plage feldspathique; ailleurs, on voit le plagioclase s'insinuer entre les cristaux qu'il corrode jusqu'à les envelopper de toutes parts. Finalement le cristal de quartz initial se trouve réduit à une goutte, lorsqu'il n'est pas totalement remplacé par l'oligoclase.

Cette dernière constatation permet de supposer que les nombreux cristaux de plagioclase qui appartiennent au fond granoblastique des amygdales aplitiques, ont une origine semblable et correspondent à un stade avancé d'une même évolution.

En résumé, le « gneiss de Bormes » se définit par les caractères pétrographiques suivants :

Roche à texture fine, formée d'un gneiss riche en quartz, contenant de nombreuses amygdales principalement feldspathiques, qui forment des alignements discontinus, parallèlement à la schistosité du gneiss.

En outre, les *amygdales présentent une individualité* bien marquée par :

— leur *structure granoblastique;*

— la prédominance d'un *oligoclase qui inclut pœcilitiquement du quartz* — se comportant comme un résidu — et des *phyllites;*

— la *pauvreté en quartz et en micas,* et la présence constante — mais non exclusive — de *chlorite;*

— enfin, par l'envahissement plus ou moins poussé du *microcline-anorthose* dont les cristaux pseudopoïdes sont pœcilitiques et alignés suivant la schistosité du gneiss.

Le *gneiss entre les amygdales* se singularise par le caractère *corrosif et envahissant de son oligoclase.*

b) Les faciès complémentaires.

Toutes les variations du faciès-type que l'on rencontre localement dans la chaîne littorale sont du plus grand intérêt pour comprendre la genèse du « gneiss de Bormes ».

Gneiss type Bormes de la Pointe de Gouron (Cap Bénat).

La composition minéralogique de ce gneiss est la suivante :

— quartz	— biotite et biotite chloritisée
— oligoclase moyen	— chlorite (rare)
— microcline (très rare)	— apatite
— phengite	— rutile, poussière ferro-titanée.

Le quartz I est abondant; il s'y joint de larges plages de quartz secondaire dans lequel on décèle de nombreux cristaux naissants de biotite. Les plagioclases fortement, mais irrégulièrement saupoudrés de poussières ferrugineuses, contiennent quelques inclusions de quartz. Ils forment encore des amygdales étirées où le feldspath potassique est rare. Les micas sont abondants, même dans les amygdales quartzofeldspathiques; deux générations de micas blanc et noir sont bien individualisées : la première est constituée par une biotite brunâtre et pléochroïque et de la phengite dont les bords sont soulignés par une accumulation de poussières ferrugineuses; la seconde génération est représentée par de minces et longues lamelles de biotite très brune, parallèles à la schis-

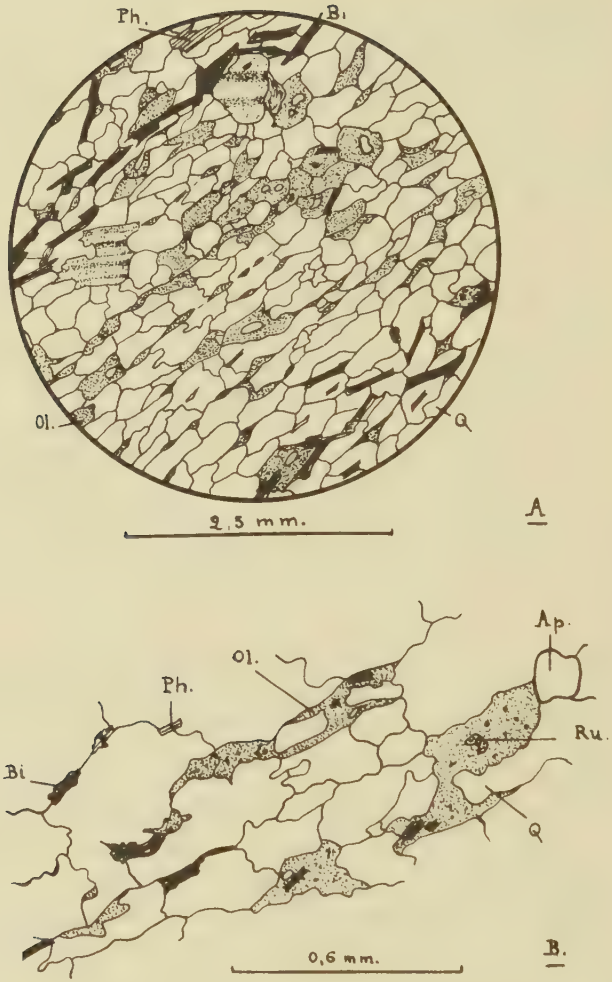


Fig. 34. — A) *Quartzite feldspathique du Vallon de Valcros.*
Le quartz (Q) très abondant et limpide contraste avec les plagioclases (Ol.) salis par une poussière ferro-titanée abondante; l'oligoclase pœcilitique se montre très envahissant.

B) *Détail de structure du quartzite feldspathique du Vallon de Valcros.*
Q = quartz; Ol. = oligoclase; Bi. = biotite et biotite chloritisée; Ph. = phengite; Ap. = apatite; Ru. = rutile.

tosité et chevauchant sur plusieurs cristaux de quartz ou de feldspaths, ainsi que par une phengite très propre.

Par rapport au type pris à Bormes, le gneiss de la Pointe de Gouron diffère par l'absence presque totale de microcline, et un

plagioclase beaucoup moins développé (1) ; la roche est riche en quartz et en micas de néoformation.

Quartzite feldspathique du vallon de Valcros (côte 71,5).

L'échantillon examiné provient de l'affleurement côte 71,5. Les lames minces taillées dans cette roche montrent la composition minéralogique suivante :

— quartz	— chlorite
— oligoclase moyen	— rutile (grains, aiguilles)
— phengite	— apatite
— biotite chloritisée	— grains et poussières ferrugineuses.

La structure granoblastique et ses particularités sont mises en évidence dans les micrographies (fig. 34).

Le quartz très abondant et limpide, contraste avec les plagioclases, peu nombreux et salis par une poussière ferro-titanée abondante dont la source indiscutable est, ici, la biotite en voie de chloritisation ; en effet, des bords diffus du mica altéré partent souvent et, exclusivement dans le plagioclase voisin, des chapelets de grains et aiguilles de rutile ou des nuages de poussières ferrugineuses. Quant à l'oligoclase, il a plus que jamais, et de façon très constante dans la roche étudiée, le caractère insinuant et envahissant que nous lui avons trouvé dans le « gneiss de Bormes ».

Le quartzite de Valcros diffère donc du gneiss de la Pointe de Gouron, essentiellement par sa pauvreté en plagioclases et l'absence presque totale de micas néoformés. D'autre part, le quartz abondant est uniquement du type quartz I.

En résumé, l'examen de ces deux faciès montre que :

1° la diminution et même l'absence de feldspaths sodi-potassiques ne modifie pas sensiblement l'aspect macroscopique du « gneiss de Bormes » ;

2° les affleurements les plus occidentaux de gneiss « type Bormes » sont caractérisés par leur pauvreté en plagioclases, et peuvent être assimilés à des quartzites feuilletés (comparer les micrographies : fig. 9 et fig. 34 A) qui auraient subi une plagitisation.

Le gneiss œillé de Bormes (micrographie, fig. 35).

C'est le « gneiss de Bormes » dans lequel se développe très largement le microcline-anorthose ($-2\,V = 62°$). Les grands cristaux pœcilitiques contiennent inclus tous les minéraux du gneiss.

(1) Rappelons ici que la mésostase du « gneiss de la Malière » à texture massive, a une structure comparable à celle-ci ; par suite, ce gneiss doit être considéré comme un affleurement occidental des gneiss de type Bormes.

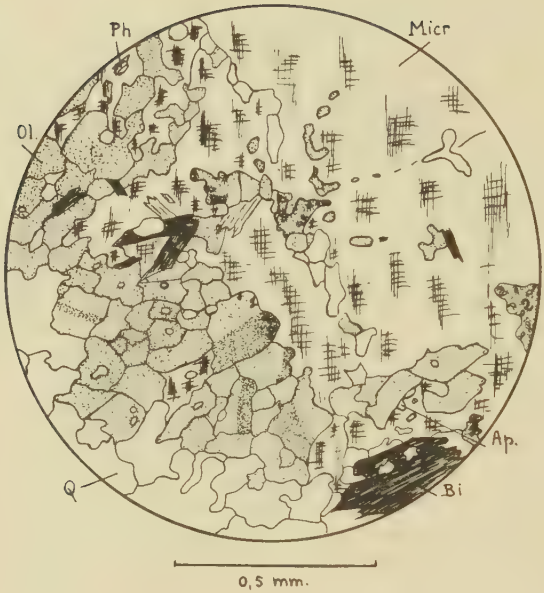


Fig. 35. — *« Gneiss œillé » de Bormes.*
Le quartz (Q) et l'oligoclase (Ol.) ont été en partie remplacés par du microcline-anorthose (Micr.) au sein duquel ils se trouvent à l'état de résidu. Bi. = biotite et biotite chloritisée; Ph. = phengite; Ap. = apatite.

Les plages de quartz et les plagioclases, en particulier, sont réduits à l'état de fantômes épars; la myrmékite est abondante.

Le « gneiss de Bormes » avec « yeux aplitiques » rappelant les galets :

Les yeux sont formés par un enchevêtrement de plages d'albite (An_{5-10}) et de quelques cristaux de quartz à structure diablastique; ils sont bien individualisés par rapport au gneiss qui les entoure et qui est du type Bormes. Les phyllites (phengite et biotite plus ou moins chloritisée) y sont peu abondantes. Cet ensemble de caractères les séparent des amygdales aplitiques précédemment décrites et on doit les considérer comme des recristallisations de celles-ci. Je rappelle, en outre, que ce faciès apparaît très localement.

Le « gneiss tigré » de Bormes :

La composition minéralogique de cette roche est identique à celle du gneiss de Bormes typique; mais la structure est très différente : les plages de quartz largement cristallisées, à extinction onduleuse sont très nombreuses. Il existe de grands cristaux d'oligoclase basique (An_{22-24}), corrodés ainsi que le quartz par une

mésostase granoblastique comparable au fond granoblastique des amygdales des « gneiss de Bormes », mais plus fine. Les grands cristaux de microcline-anorthose sont postérieurs et englobent pœcilitiquement aussi bien le quartz que les plagioclases; il est finement perthitique et son angle d'axe est $-2\,V = 62°$. La myrmékite est abondante à son contact. Les micas (phengite et biotite) ont une très vague orientation.

Le « granite tigré » :

Il diffère très peu du gneiss précédent : la cristallisation est beaucoup plus large pour tous les minéraux; la biotite forme des îlots de cristaux enchevêtrés d'où la phengite est presque totalement absente. Les plagioclases en phénocristaux sont quelquefois zonés (centre: An_{22}; bord: An_{12}); le microline-anorthose a un angle d'axe légèrement plus grand ($-2\,V = 64°$).

Ainsi, les caractères des « gneiss œillés » et « tigrés » de Bormes sont essentiellement dus au feldspath potassique (déjà présent dans les « gneiss de Bormes ») qui prend un développement important.

Lorsque le microcline-anorthose devient très abondant, le gneiss perd, par place, sa schistosité : c'est le faciès « granite tigré ».

Dans la chaîne intérieure.

Les faciès tant macroscopiques que microscopiques sont identiques à ceux qui viennent d'être décrits.

Dans la chaîne Nord.

Si l'on excepte les gneiss de Bormes qui ont été écrasés au voisinage des nombreuses failles plus ou moins minéralisées de ce secteur — et qui manifestent une plus grande richesse en quartz et des traces de mylonitisation — nous retrouvons ici encore, les caractères du gneiss-type de Bormes. Quelques particularités néanmoins sont à souligner : le grain de la roche est plus gros; les plagioclases (oligoclase) mesurent communément 0,3 à 0,4 mm et sont souvent maclés. Les poussières ferrugineuses sont fréquemment réparties vers l'extérieur du minéral, alors que le centre, beaucoup plus limpide, contient les inclusions de quartz. Enfin, le grenat est commun dans ces roches.

4° GENESE DU « GNEISS DE BORMES »

L'étude pétrographique qui précède, en mettant en évidence les particularités de structure du « gneiss de Bormes », accuse et précise les différences existant entre cette roche et un gneiss-ectinite

à deux micas répondant à la définition classique, auquel, jusqu'ici, les gneiss de Bormes avaient été assimilés.

Si l'on fait abstraction du microcline-anorthose, dont nous avons montré le caractère métasomatique, le « gneiss de Bormes » doit à *l'association quartz-oligoclase* d'être mis à part et considéré avec attention.

En effet, le plagioclase (oligoclase) d'un gneiss à deux micas dérivant par métamorphisme topochimique d'un schiste pelitique ou d'une série arkosienne, dans le premier cas, se présente « associé au quartz (abondant) en plages granoblastiques d'égales dimensions » (1); dans le deuxième cas, porte des traces du feldspath résiduel. Rien de comparable dans le « gneiss de Bormes » ne peut être discerné.

Par contre, des structures très analogues à celles que nous avons trouvées ont été signalées dans des *quartzites* où elles sont nées à la faveur de *transformations de nature métasomatique* certaines. Elles ont été décrites par E. Jeremine et P. Pruvost [44] dans une note consacrée au granite de Rostrenen; par Krokstrom [50] dans une étude sur des galets de quartzites de Västervick.

« La feldspathisation des quartzites s'effectue autour des grains et finalement le feldspath englobe le quartz à la façon d'un ciment, parfois même le quartz ne reste que sous forme d'inclusions » (2). Cette description aurait pu parfaitement servir de commentaire à la micrographie fig. 33.

Ainsi la similitude entre les faits décrits par les Auteurs précités, et ceux observés dans l'étude des « gneiss de Bormes », me conduit à considérer l'oligoclase de ces derniers comme ayant une origine métasomatique, et se substituant au quartz.

Par déduction on est conduit à admettre logiquement la conclusion suivante : dans le « gneiss de Bormes », la roche préexistente à la plagitisation était formée essentiellement de lits de quartz séparés par des lits riches en micas. C'était donc un quartzite-phylliteux assez analogue aux quartzites feuilletés décrits dans le « groupe du Fenouillet ».

Cette affirmation n'a rien de surprenant. En effet, rappelons que le gneiss de type Bormes, provenant du vallon de Valcros, est déjà apparu comme un quartzite micacé plagitisé.

Par ailleurs, il est possible de serrer le problème de plus près :

J'ai indiqué à propos de la description des faciès, que les « gneiss de Bormes » sont souvent affectés de plissotements extrê-

(1) Laubard J. M. [58].
(2) Jeremine E. et Pruvost P. [44], p. 27.

mement serrés. L'examen au microscope de ces roches plissées met en évidence :

— un morcellement et même une torsion des amygdales sans cataclase ni variation du grain des plages feldspathiques; le quartz seul a une extinction onduleuse;

— les micas (biotite et phengite) qui soulignent les plissotements par leurs orientations diverses ne montrent aucune trace d'écrasement (micrographie, fig. 36), et sont d'une fraîcheur parfaite.

Fig. 36. — « *Gneiss de Bormes* » *plissés. de Tournavelle* (SE. des Arcs). Les micas, indemnes de déformations, soulignent par leur orientation les plissottements de la roche.
Bi. = biotite; Ph. = phengite; Qf. = lits quartzofeldspathiques.

Ces divers traits ne peuvent résulter que de mouvements très lents d'étirement — entraînant une sorte de microboudinage des lits quartzitiques résistants (Ramberg H.) [76] — d'où paraît dériver la texture amygdalaire, accompagnés de plissements locaux.

Tous ces phénomènes semblent contemporains de la recristallisation du sédiment originel, mais antérieurs à l'envahissement de la roche par l'oligoclase qui est toujours indemne de déformations (1).

Dès lors, en prenant pour point de départ les quartzites phyl-

(1) L'existence d'une phase métasomatique postérieure à une période de cataclase a été mise en évidence dans les schistes cristallins de diverses régions (Jung J. et Roques M. [49], p. 30) et souligne le caractère tardif du phénomène.

liteux microboudinés, l'histoire du gneiss de Bormes peut être reconstituée comme il suit :

Une première étape, plus ou moins distante dans le temps de la phase de métamorphisme topochimique, que l'étude pétrographique permet de situer dans la zone de métamorphisme des Micaschistes inférieurs, a consisté dans la substitution par l'oligoclase métasomatique d'une partie importante du quartz. Ce remplacement a été accompagné d'une abondante production de poussières ferro-titanées — dont une partie est due sans doute à la chloritisation de la biotite — qui saupoudrent actuellement l'oligoclase, et qui n'existaient pas dans le quartzite primitif, puisque le quartz I est toujours parfaitement limpide. Ce détail important souligne la postériorité du plagioclase par rapport au quartz I.

En outre, cette substitution ne s'est pas effectuée de façon quelconque, mais apparaît sélective. En effet, si l'on en juge par la pauvreté des amygdales aplitiques en micas, la plagitisation se montre concentrée dans ce qui devait être les lits de quartzites homogènes, granoblastiques, peu phylliteux. Une constatation analogue a été faite par D. Reynolds [79]. Les lits riches en micas ont été touchés par le phénomène beaucoup moins profondément.

D'autre part, la structure équigranulaire est à grain fin, ce qui semble indiquer une cristallisation assez rapide.

Une deuxième étape est marquée par le développement du microcline-anorthose et la formation de grandes lames de phengite et de biotite enchevêtrées, où l'apatite est fréquente.

Le microcline-anorthose s'insinue exclusivement dans les niveaux oligoclasiques du gneiss.

La roche ainsi constituée répond à la définition du « gneiss de Bormes ». Une double métasomatose d'abord alumino-sodique, puis siliceuse, est responsable du développement du feldspath potassique ainsi que de la myrmékitisation qui l'accompagne (Arcard D. P. [1], Roques M. [81]) ; elle a donc transformé un quartzite phylliteux amygdalaire en gneiss et gneiss œillé.

L'étude pétrographique montre que la métasomatose alumino-sodique a été beaucoup plus générale dans l'espace que la métasomatose siliceuse.

5° ETUDE CHIMIQUE

Deux analyses ont été effectuées sur des affleurements distants de plus de 40 km à vol d'oiseau ; en voici les résultats :

Analyse n° 6. — « Gneiss de Bormes » (échantillon prélevé entre Bormes et le Col de Cagoven sur la D. 41 à 1,500 km du village) coordonnées Lambert : 100,3-925,5. An. Bertrandy (Marseille, 1956).

Analyse n° 13. — « Gneiss de Bormes ». Pont de Tournavelle, SE des Arcs. (coordonnées Lambert : 134,6-937,3). An. Bertrandy (Marseille, 1956).

	N° 6	N° 13
SiO_2	68,80	68,45
Al_2O_3	16,57	16,44
Fe_2O_3	néant	0,08
FeO	3,21	3,70
MnO	0,21	0,06
MgO	1,10	1,21
CaO	1,01	1,50
Na_2O	2,92	3,20
K_2O	3,75	3,56
P_2O_5	0,17	0,15
TiO_2	0,54	0,50
H_2O	1,72	1,15
Total	99,00	100,00

On ne peut manquer d'être frappé par la similitude des résultats qui n'est guère compatible qu'avec une homogénisation d'origine métasomatique.

6° CARACTERES DU SEDIMENT ORIGINEL

Si l'on fait abstraction des divers apports métasomatiques, et de la phase antérieure de métamorphisme topochimique, la série sédimentaire originelle est comparable à un flysch gréso-argileux, formé d'une alternance de lits gréseux et de lits argileux, dont l'épaisseur peut varier de quelques millimètres au centimètre.

L'interprétation ci-dessus, appuyée sur des faits, paraît la plus vraisemblable. Elle a été adoptée comme telle, après l'examen d'autres hypothèses, abandonnées elles-mêmes comme incompatibles avec les caractères (pétrographiques et chimiques) des « gneiss de Bormes ». En particulier deux hypothèses méritaient d'être examinées : ces gneiss ne sont-ils pas d'anciens niveaux

d'arkoses, ou mieux encore des conglomérats interstratifiés dans les sédiments argileux qui sont à l'origine des micaschistes au milieu desquels ils affleurent ?

Les arkoses : elles donnent habituellement naissance à des roches homogènes du type leptynite; le quartz est abondant, et les feldspaths résiduels sont de règle lorsque la roche est soumise au métamorphisme de la zone des Micaschistes inférieurs, ce qui est le cas des gneiss de Bormes. Je n'ai rien observé de comparable.

En outre, les résultats des analyses chimiques ont montré une constance impropre à des roches détritiques.

La texture amygdalaire des gneiss de Bormes suggère une autre origine qui paraît très séduisante. On rencontre une telle texture dans d'anciennes séries conglomératiques métamorphisées : gneiss de Chamborigaud (1), gneiss d'Aigurande (2).

Les gneiss de Bormes ne seraient-ils pas, à l'origine, des niveaux conglomératiques ?

J'ai confronté les gneiss de Bormes et ceux de Chamborigaud, tant au point de vue macroscopique que microscopique. Des différences notables les séparent; en particulier les nodules quartzo-feldspathiques globuleux des anciens conglomérats de Chamborigaud ont une structure diablastique très générale; ils sont nettement délimités et recoupent à l'emporte-pièce les lits quartzeux qui prolongent l'amygdale dans le sens de la schistosité du gneiss. De plus ces nodules se détachent sur une mésostase micaschisteuse, pauvre en feldspaths.

Ainsi, cette comparaison permet d'éliminer la seconde hypothèse.

7° LE PROBLEME DES GNEISS DE BORMES

Rappelons que les gneiss de Bormes posent surtout un problème d'ordre tectonique, qui peut se résumer de la façon suivante : Ces gneiss sont-ils interstratifiés dans les micaschistes, ou forment-ils une charnière anticlinale (dont on soupçonne la complexité) ?

Ce problème exige, pour être résolu, un lever cartographique et une analyse pétrographique.

Il résulte de cette double étude :

1. — Que les gneiss de Bormes — dont les affleurements sont surtout localisés dans le « groupe des Micaschistes du Cap Nègre »

(1) Shuaib M. S. [90], p. 2.
(2) Boineau R., Nicaise J. [10], p. 20.

— ne constituent pas un niveau stratigraphique précis dans la série des micaschistes.

La carte au 1/100.000e (hors-texte) montre qu'à l'extrémité Est du vallon de la Malière, les gneiss de Bormes sont en contact direct avec les micaschistes du « groupe des Berles » ; la limite des affleurements entre les deux groupes de micaschistes est coupée en biseau par les « gneiss de Bormes ».

2. — L'étude pétrographique du groupe des Berles a déjà laissé pressentir le passage progressif de ces micaschistes à ceux du « groupe du Cap Nègre » par métamorphisme croissant (cette notion sera précisée dans le paragraphe VI).

Conclusions a l'étude du groupe des « Gneiss de Bormes »

Le groupe des gneiss de Bormes, malgré la présence de quelques faciès secondaires, présente une *remarquable uniformité*.

Celle-ci est due au caractère très général de la métasomatose alumino-sodique qui caractérise le « gneiss de Bormes ». Elle a fortement marqué de son empreinte les quartzites phylliteux microboudinés, que l'étude pétrographique permet de considérer comme à l'origine de ces gneiss.

La texture amygdalaire, si caractéristique du « gneiss de Bormes », se présente comme le résultat d'une période de cataclase s'exerçant sur un flysch gréso-argileux, et a accompagné le métamorphisme topochimique. Le quartz recristallisé à extinction ondu-leuse est le seul témoin — semble-t-il — de ces déformations. Rappelons que ces dernières nous sont apparues comme très lentes.

Le métamorphisme topochimique s'est effectué dans la zone des Micaschistes inférieurs. Ultérieurement, les recristallisations qui ont accompagné les métasomatoses alumino-sodique puis siliceuse, paraissent avoir pris place dans une zone plus profonde si l'on en juge par l'abondance de la biotite dans le « gneiss de Bormes ».

En conséquence, le gneiss de Bormes reflète pour sa part les grands traits de l'évolution métamorphique que nous avons précisés pour les groupes étudiés jusqu'ici : ces roches sont polymétamorphiques.

Enfin, au point de vue tectonique, les gneiss de Bormes se présentent indiscutablement comme une charnière anticlinale qui a irrégulièrement « crevé » la couverture de micaschistes qui lui était superposée.

VI. — Groupe des micaschistes du Cap Nègre

Introduction

Les micaschistes à deux micas et minéraux, avec bancs de gneiss intercalés, que je groupe sous le nom de « Micaschistes du Cap Nègre » correspondent à des roches très anciennement connues, ne serait-ce que pour leur richesse en minéraux dont on retrouve des exemplaires dans de nombreuses collections.

Tous les auteurs ont signalé leur présence. Mais ces roches ont été généralement confondues avec les micaschistes du « Groupe des Berles » auxquels on passe insensiblement.

Il est néanmoins possible de séparer les deux groupes tant à l'examen macroscopique que microscopique. Définissons les caractères spécifiques du « groupe des Micaschistes du Cap Nègre ».

1° LES FACIES

Le groupe est aussi homogène que monotone. Les seules variations qui seront indiquées portent sur des détails.

a) Le faciès-type : les micaschistes feldspathiques et a minéraux

Le Cap Nègre, entre Cavalière et Pramousquier, d'accès facile, fournit l'échantillon-type.

Le micaschiste est de couleur grise lorsqu'il est frais; il brunit par altération météorique, ou s'il se trouve dans la zone des embruns.

Toujours très largement cristallisé, il est riche en quartz. Celui-ci sépare des lits flexueux formés par les micas, que l'on distingue toujours aisément à l'œil nu, sur les surfaces de clivage de la roche. On constate que la biotite est très abondante; ses feuillets sont toujours disposés parallèlement à ceux du mica blanc, qui est encore une phengite, ainsi que le précisera l'étude pétrographique.

Ce premier ensemble de caractère permet de distinguer à l'échantillon un micaschiste du « Groupe du Cap Nègre », d'un micaschiste du « Groupe des Berles ».

Par ailleurs, les minéraux tels que : grenat, staurotide, disthène et tourmaline sont, soit dispersés, soit groupés en véritables nids dans lesquels tantôt l'un, tantôt l'autre, prédomine. Ces concentrations se présentent rarement comme des lits. De plus les minéraux n'y sont jamais orientés mais disposés en tous sens. Les

prismes de staurotide ont communément plusieurs centimètres de long, ceux de tourmaline et de disthène sont un peu plus petits; les grenats mesurent plusieurs millimètres de diamètre. Le disthène se rencontre presque exclusivement dans les lentilles de quartz; les autres minéraux s'observent indistinctement dans les horizons quartzeux ou micaschisteux.

Ce faciès très riche en minéraux de grande taille, contient en outre des yeux volumineux de feldspaths (2 à 5 cm, quelquefois plus), mal individualisés et pœcilitiques; tous les minéraux qui viennent d'être mentionnés peuvent y être vus en inclusions.

Ces sortes de nodules feldspathiques sont d'autant plus importants, semble-t-il, que le micaschiste est plus riche en quartz.

Enfin, des bancs de gneiss, qui dans la région du Cap Nègre ont une épaisseur de quelques centimètres à quelques mètres, sont interstratifiés dans ces micaschistes. Ils sont à texture fine et se montrent riches en biotite.

Les micaschistes feldspathiques à minéraux sont bien représentés dans la chaîne littorale entre Cavalière et le Rayol; dans la chaîne intérieure, aux abords de la ferme des Campaux et à la Verne; dans la chaîne septentrionale au nord de Capelude et à l'ouest de la Garde-Freinet; enfin à l'extrémité nord du massif dans la région SE de Vidauban.

b) Les « faciès-variantes »

Ils résultent de la suppression ou de l'exagération d'un des caractères ci-dessus; mais partout le micaschiste reste à deux micas, largement cristallisé, riche en biotite.

Micaschiste à grenat

La plus grande partie des affleurements de micaschistes à minéraux ne contiennent que du grenat. Ce faciès est parmi les plus répandus. Il est beaucoup plus développé en particulier que le faciès-type auquel il passe par la suppression progressive du disthène d'abord, puis de la staurotide, et enfin de la tourmaline.

Micaschistes feldspathiques à faciès « épibolite »

Je définis ainsi des niveaux de micaschistes qui localement et progressivement se chargent en cristaux de feldspath millimétriques. D'abord dispersés, ces derniers deviennent rapidement (sur quelques centimètres) très abondants. Ils constituent les bancs, de quelques mètres de puissance, d'une roche essentiellement feldspathique, leucocrate, interstratifiée dans les micaschistes francs. Cet ensemble rappelle les épibolites définies par Jung et Roques [49].

Les micaschistes feldspathiques de ce type se rencontrent à l'Est de Capelude en bordure de la D. 14 (de Grimaud à Collobrières), ainsi que sur la piste forestière qui relie le vallon des Mines au village de la Garde-Freinet.

Micaschistes à gneiss dominants

Ces micaschistes qui sont toujours au moins à grenats, sont caractérisés par la présence de bancs épais de gneiss à deux micas sur plusieurs centaines de mètres de puissance apparente. La biotite domine en général sur le mica blanc.

Ce faciès est surtout bien développé dans la région comprise entre une ligne tracée depuis la ferme des Campaux jusqu'à Vidauban (en passant par La Garde-Freinet), et le méridien de Grimaud.

La partie orientale de cette région a été fortement tectonisée (accident de Grimaud); aussi les gneiss sont fréquemment mylonitiques et prennent une texture plus ou moins micaschisteuse par le développement secondaire des phyllites. De tels gneiss s'observent tant à l'Ouest de la zone mylonitique, qu'à l'Est, entre celle-ci et le granite de Plan de la Tour, depuis Grimaud jusqu'au Muy.

Enfin, certains affleurements de gneiss apparaissent très feldspathiques, quelquefois finement œillés; ils passent alors à des faciès embréchites classiques. Ces roches se rencontrent notamment au Sud et au Nord de La Garde-Freinet (carte hors texte).

Au Col du Vignon, le faciès embréchite est un peu différent ; il a été décrit à propos de la Coupe n° 4 du vallon de Saint-Daumas à Sainte-Maxime. L'apport feldspathique se localise dans des poches de plus en plus volumineuses lorsqu'on se déplace d'Ouest en Est, et bordées d'une accumulation de cristaux de biotite, toujours très altérée. A ma connaissance ce faciès n'existe qu'en ce lieu, et il est bien visible le long de la D. 74; à 100 m au Nord de cette route il disparaît tandis qu'au Sud un accident E.-W. interrompt les bancs de gneiss.

2° EXTENSION

Le « groupe des micaschistes du Cap Nègre » occupe de beaucoup la surface la plus grande : environ le quart de la superficie totale du massif.

Il s'étend depuis la région sud de Vidauban, jusqu'à l'île du Levant.

C'est dans la chaîne littorale que son extension est maxima. On l'observe sans interruption depuis le Lavandou jusqu'à 2 km à l'Est de Cavalaire; mais le faciès micaschiste débute souvent à l'Ouest des affleurements de « gneiss de Bormes » (carte hors texte),

Le pendage est orienté de façon assez uniforme vers le SW ou vers l'Ouest, mais il se montre très variable en intensité. La coupe de la Chaîne littorale (fig. 5) a montré qu'il oscillait entre 45° et 80°, et que les micaschistes sont subhorizontaux dans la région du Domaine du Dattier. Ce dernier pendage est unique; on ne le retrouve dans aucune partie du massif où les plongements de 50° à 80° dominent.

En outre, en dehors de ces affleurements de grande extension, les micaschistes du Cap Nègre se trouvent pincés dans les « gneiss de Bormes » en synclinaux étroits : la coupe n° 4 a fourni un exemple de cette structure.

3° PETROGRAPHIE

a) Le faciès-type : les micaschistes feldspathiques a minéraux

Les lames minces taillées dans un échantillon récolté sur la côte Est du Cap Nègre, montre la composition minéralogique et les particularités suivantes :

— quartz
— oligoclase An_{14}
— biotite
— phengite ($-2V = 15°$)
— grenat
— staurotide
— tourmaline
— pyrite
— ilménite
— leucoxène.

La structure du micaschiste est essentiellement granolépidoblastique, sauf dans les nodules feldspathiques où elle devient porphyroblastique.

Le quartz forme de larges plages recristallisées à extinction onduleuse, et aplaties suivant les lits flexueux de micas. Il est associé à quelques cristaux pœcilitiques d'oligoclase de quelques centaines de μ.

La biotite est très pléochroïque, en cristaux automorphes, rarement altérée. Elle constitue des associations épitaxiques avec le mica blanc, dont l'angle d'axe relativement petit ($-2V = 15°$) correspond au groupe des phengites.

Des lames de chlorite avec abondant exudat de grains d'ilménite et de leucoxène sont également visibles; on les trouve généralement en inclusions dans le plagioclase qu'il souille abondamment

Enfin, les divers minéraux : grenat, staurotide, disthène, sont disposés indifféremment par rapport aux alignements des phyllites.

La grande taille des cristaux de staurotide mérite d'être sou-

lignée. On sait que la cristallisation de ce minéral paraît être favorisée par une tension déformationnelle élevée (Turner) [94], ce qui peut expliquer sa présence irrégulière dans l'ensemble des micaschistes du groupe du Cap Nègre, malgré une composition chimique assez peu variable (cf. analyses chimiques, p. 122).

L'examen au microscope d'un nodule feldspathique est du plus grand intérêt. La composition minéralogique est la même que celle du micaschiste.

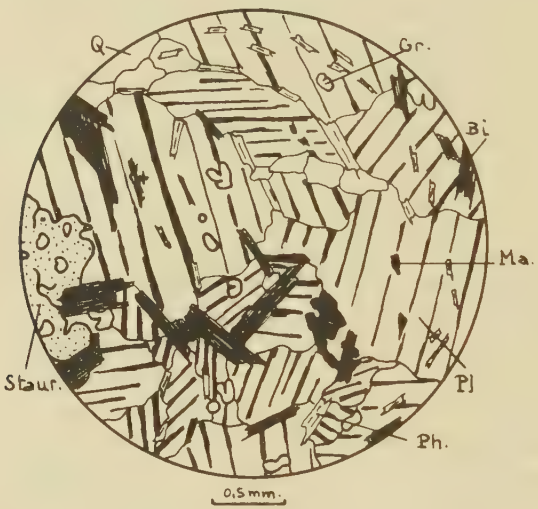


Fig. 37. — *Micaschiste feldspathique du Cap Nègre.*
Les inclusions contenues dans les plages feldspathiques dessinent un mouvement hélicitique.
Q = quartz; Pl. = plagioclase; Ph = phengite; Bi. = biotite; Gr. = grenat; Staur. = staurotide; Ma. = magnétite.

L'oligoclase forme à lui seul le fond de la lame mince. Il est finement maclé; les cristaux qui peuvent atteindre plusieurs millimètres sont cassés et cicatrisés par des plages de quelques centaines de μ de même composition; certaines macles sont tordues. Le quartz constitue des nids de grains recristallisés, à la limite de deux plagioclases ou en inclusions dans ce dernier, avec tous les autres minéraux.

Les micas (biotite et phengite) en petites lamelles automorphes occupent toutes les orientations possibles. Elles ne sont jamais flexueuses et la biotite est très pléochroïque.

De petits cristaux de grenat automorphes de 250 μ au maximum, sont visibles à l'intérieur du plagioclase et de la staurotide.

Ce dernier minéral contient tous les minéraux du nodule y compris la tourmaline et excepté le feldspath. Ses cristaux hypautomorphes sont très frais et atteignent jusqu'à 3 mm.

Tous les minéraux inclus dans les plages feldspathiques dessinent un large mouvement de rotation, très net au grossissement faible. Ces divers caractères indiquent une phase de cataclase légère, contemporaine de la cristallisation de l'oligoclase (micrographie, fig. 37).

Aucun minéral rétromorphosé n'est ici décelable.

On ne rencontre des résidus de minéraux pseudomorphosés en séricite (staurotide principalement) que dans les échantillons de micaschistes récoltés à la limite avec les affleurements du « Groupe des Berles ».

Dans les micaschistes du « Groupe du Cap Nègre » la recristallisation semble avoir rapidement effacé toutes traces de rétromorphose. Ce caractère différencie au microscope les micaschistes du « Groupe du Cap Nègre » de ceux des Berles.

En résumé, les micaschistes feldspathiques et à minéraux du « Groupe du Cap Nègre » sont caractérisés par le développement de lits de phengite et de biotite parallèles au clivage de la roche; par l'absence complète de minéraux rétromorphosés. Une cataclase légère qui n'est décelable que dans les nodules feldspathiques a accompagné la cristallisation de ceux-ci.

Quant à l'origine des nodules feldspathiques, elle est difficile à préciser. S'agit-il d'un apport sodique ou d'une concentration du sodium présent dans la roche, comme c'est le cas des micaschistes de l'île de Groix, en Bretagne ? (Cogne) [17].

La répartition irrégulière de l'oligoclase rend délicate l'interprétation d'une analyse chimique de ces micaschistes, qui devrait s'opérer, pour être concluante, sur plusieurs mètres cubes de la roche.

Néanmoins, deux observations permettent de serrer le problème d'assez près :

1°) La phengite, mica pauvre en Na, est très répandue dans le micaschiste, et est antérieure à la cristallisation de l'oligoclase, ainsi que l'a montré l'examen des nodules feldspathiques.

2°) Rappelons que le faciès des micaschistes feldspathiques est surtout représenté dans une bande de 4 à 5 km de large de micaschistes riches en quartz, qui bordent à l'Est les affleurements de « gneiss de Bormes ».

Par suite, il semble qu'il faille conclure à une métasomatose; les niveaux riches en quartz constituant des lieux privilégiés où l'apport sodique s'est fixé.

L'analyse chimique de ces micaschistes a été effectuée sur deux échantillons :

Analyse n° 12. — Micaschiste à grenat prélevé sur la D. 41, au Nord du Col de Cagoven (à l'Ouest des affleurements de gneiss de Bormes). An. Bertrandy (Marseille, 1956).

Analyse n° 14. — Micaschiste très peu feldspathique et à minéraux du Cap Nègre (côte Est). An. Bertrandy (Marseille, 1956).

	N° 12	N° 14
SiO_2	53,00	54,30
Al_2O_3	25,53	26,18
Fe_2O_3	3,75	3,26
FeO	4,80	3,33
MnO	0,14	0,03
MgO	1,60	1,61
CaO	0,52	0,70
Na_2O	1,63	2,64
K_2O	2.95	2.60
P_2O_5	0,08	0,10
TiO_2	1,06	0,79
H_2O	4,79	3,78
Total	99,85	99,32

Les résultats de ces analyses sont comparables entre eux; ils sont également très proches de ceux des micaschistes du « Groupe des Berles », (Analyses n° 17 et 18, page 69) et présentent les mêmes particularités : excès de Al et pauvreté relative en Si par rapport à un type moyen de micaschiste [1].

Enfin, un échantillon des gneiss intercalés dans les micaschistes de Pramousquier, prélevé sur le talus de la N. 559, peut servir à définir la composition moyenne de ces roches. On y trouve :

— quartz
— oligoclase An_{14}
— biotite
— phengite
— apatite.

La structure est granolépidoblastique. Le quartz et l'oligoclase forment des plages isométriques de 400 µ environ. La biotite très

(1) Ce type est déduit des 37 analyses de micaschistes réunies par P. Lapadu-Hargues [54] : $SiO_2 = 71,3$ $Al_2O_3 = 12,4$.

brune, légèrement chloritisée est plus abondante que la phengite. Ces phyllites dessinent des lits parallèles à la schistosité du gneiss.

b) Les « faciès-variantes » :

— *Les micaschistes à grenat*

Un échantillon recueilli au NE de la Ferme des Campaux a la composition suivante :

— quartz	— biotite
— oligoclase	— grenat
— phengite	— apatite.

Le quartz est très abondant, à extinction onduleuse, et largement cristallisé. Il sépare les lits flexueux de phengite et de biotite très brune et très pléochroïque. Ces deux minéraux sont en proportions sensiblement égales dans cet échantillon. Quelques menus cristaux d'oligoclase séricitisé sont encore visible et l'apatite n'est pas rare. Les grenats sont soit automorphes et pœcilitiques, soit naissants et alors déchiquetés.

— *Les micaschistes feldspathiques à faciès « épibolites »*

L'échantillon décrit provient de la piste forestière du vallon des Mines à La Garde-Freinet ; il a été prélevé dans un banc leucocrate. Une lame mince montre la composition suivante :

— quartz	— phengite
— oligoclase $An_{19\text{-}21}$	— grenat
— biotite	— apatite.

La structure est granolépidoblastique, à tendance porphyroblastique (micrographie, fig. 38).

Le quartz, à extinction onduleuse est rare. Il ne forme que des alignements discontinus au sein du plagioclase. Celui-ci est un oligoclase $An_{19\text{-}21}$ ($87° < -2V < 89°$). Ses cristaux xénomorphes sont globuleux, largement pœcilitiques, et non maclés. Ils englobent tous les minéraux : biotite, phengite, grenat, quartz.

Les lits de micas étroits se suivent à travers les plages feldspathiques qui ne les ont que rarement écartés. Les groupements épitaxiques biotite-phengite sont fréquents.

Cette roche apparaît comme un gneiss métasomatique. Elle rappelle par tous ses caractères les gneiss albitiques du Charbonnel décrits par R. Michel [69].

— *Les micaschistes à gneiss dominants*

Les micaschistes étant très comparables au faciès à grenat, je ne reviendrai pas sur la description de ces roches.

Fig. 38. — *Micaschiste feldspathique à faciès « épibolite »*
(Piste forestière de la Garde-Freinet au Vallon des Mines.)
Le quartz (Q) n'est plus qu'à l'état d'inclusions orientées dans les cristaux d'oligoclase (Ol.) largement pœcilitiques.
Ph. = phengite; Bi. = biotite; Gr. = grenat; Ma. = magnétite.

Les niveaux de gneiss qui affleurent sur la piste forestière de La Garde-Freinet au vallon des Mines représentent le type moyen de ce faciès.

Au microscope la composition est la suivante :

— quartz	— biotite
— oligoclase An_{18}	— phengite ($-2V = 10°$)
	— apatite.

C'est un gneiss classique, à structure granolépidoblastique.

Le quartz et l'oligoclase se présentent en plages d'égales dimensions, le feldspath est abondant. La biotite, et accessoirement la phengite, sont disposées en lits allongés suivant la schistosité.

Le feldspath potassique peut se rencontrer accidentellement dans ces roches.

Par suite, ces gneiss rappellent tout à fait ceux de Pramousquier. Seules, l'épaisseur des affleurements et la plus ou moins grande abondance de phengite et de plagioclase les différencient.

Lorsque ces *gneiss* sont *écrasés*, la texture devient micaschisteuse. Un échantillon provenant de Camp-Long (région Est de La Garde-Freinet), présente les caractères ci-après :

Le plagioclase est entièrement séricitisé. Les grains de quartz brisés sont cicatrisés par la séricite; la structure spongieuse est fréquente pour les plages recristallisées. La biotite est entièrement chloritisée; les cristaux étirés et tordus exudent du fer, qui constituent des traînées de limonite.

La phengite ($-2V = 10°$) est tordue, son extinction est onduleuse. Mais on observe également d'autres lamelles de mica blanc non écrasées, limpides ou à clivages finement soulignés de liserés ferrugineux; la mesure de l'angle des axes de ce dernier montre qu'il s'agit d'une autre génération de mica ($-2V = 35°$) plus proche de la muscovite.

Enfin, j'ai déjà indiqué que certains de ces niveaux de gneiss présentaient le *faciès embréchites*.

Le type moyen de ces roches peut être pris dans les affleurements du Verger d'Icard au NE du hameau de La Mourre.

Une lame mince montre la composition minéralogique suivante :

— quartz	— microcline maclé
— oligoclase An_{25}	— phengite
— gouttes de quartz	— biotite
— myrmékite	— apatite.

La structure est granolépidoblastique.

Les plagioclases et la myrmékite sont très abondants. Le quartz largement cristallisé forme des traînées entre les feldspaths. La phengite et la biotite sont en quantité sensiblement égales. La biotite très brune présente des auréoles pléochroïques autour des zircons; elle est très peu chloritisée. L'apatite est fréquente.

Le faciès du Col du Vignon, malgré son caractère exceptionnel est intéressant à examiner :

Le gneiss est comparable à celui du Verger d'Icard, bien que plus pauvre en phengite. La myrmékite y est très abondante ainsi que les gouttes de quartz.

Les lames taillées dans les lentilles leucocrates révèlent que la composition minéralogique est la même. Cependant, la structure est devenue granoblastique; le microcline maclé est très abondant, pœcilitique, ses cristaux atteignent couramment le millimètre. La phengite est tordue et froissée; la biotite entièrement chloritisée se trouve à la limite des plages feldspathiques. Elle est beaucoup moins abondante que dans le gneiss. Les grenats qui se rencontrent dans certains échantillons ont éclaté et sont partiellement séricitisés.

Enfin, lorsque le feldspath potassique est moins abondant, la structure granolépidoblastique du gneiss se conserve.

La pauvreté des amygdales leucocrates en biotite par rapport au gneiss et la présence de concentrations de micas noirs autour de celles-ci, suggère un déplacement des éléments ferro-magnésiens consécutifs à la métasomatose siliceuse des gneiss. Des faits analogues ont été décrits par D. L. Reynolds [79], J. Thiebaut [92].

D'autre part, les caractères particuliers de ces embréchites paraissent en relation avec des phénomènes de cataclase particulièrement intenses, soulignés par l'éclatement des grenats et la déformation des phyllites.

4° CARACTERES DU SEDIMENT ORIGINEL

De l'ensemble des observations précédentes, on doit déduire que le groupe des micaschistes du Cap Nègre représente une série monotone de pélites alumineuses, dans laquelle des niveaux de grès paraissent augmenter de puissance de l'Ouest vers l'Est; mais on ne doit pas oublier que ces formations ont été plissées. Par suite, l'épaisseur observée est sans doute très éloignée de l'épaisseur réelle des sédiments originels.

Soulignons enfin que la parfaite continuité qui apparaît, tant sur le terrain qu'au microscope, entre les micaschistes du « Groupe du Cap Nègre » et ceux du « Groupe des Berles », montre que les caractères de ces deux groupes doivent être attribués à des variations lithologiques dans une même formation sédimentaire.

5° ZONEOGRAPHIE

La recristallisation très poussée des micaschistes du Groupe du Cap Nègre ne permet pas de retrouver les traces des métamorphismes successifs, qui ont été mis en évidence dans les groupes précédemment étudiés. Seule la dernière phase est visible; elle a pris place dans la zone de métamorphisme des Micaschistes inférieurs.

La métasomatose sodique doit être considérée comme une hypothèse possible pour expliquer, d'une part l'abondance et le grand développement des feldspaths dans les affleurements de micaschistes situés à l'Est des « Gneiss de Bormes », d'autre part l'existence des faciès épibolites.

Quant à la métasomatose siliceuse, elle a imprégné irrégulièrement certains niveaux de gneiss appartenant aux affleurements orientaux du « groupe du Cap Nègre ».

Conclusions a l'étude du Groupe du Cap Nègre

Les pélites argileuses avec intercalations de grès feldspathiques, dont est issu le « Groupe du Cap Nègre », ont donné naissance à des faciès monotones qui se singularisent par :

— la disparition des traces de polymétamorphisme effacées par la recristallisation de la roche ;

— l'abondance de la biotite, disposée exclusivement suivant la schistosité du micaschiste ou du gneiss.

Ces deux caractères différencient essentiellement les micaschistes de ce groupe, de ceux des Berles auxquels on peut les comparer : ils justifient la subdivision adoptée dans ce travail.

En outre, les processus métasomatiques qui se sont superposés au métamorphisme topochimique de la zone des Micaschistes inférieurs, se sont manifestés irrégulièrement. La métasomatose siliceuse apparaît limitée surtout aux affleurements orientaux du groupe du Cap Nègre. La métasomatose sodique (probable) est au contraire concentrée dans une bande située à l'Est des « gneiss de Bormes », et accessoirement à l'Ouest de ceux-ci.

Enfin, la cataclase légère que l'on observe principalement dans les nodules feldspathiques souligne, une fois de plus, la permanence des phénomènes orogéniques pendant toute la durée du métamorphisme.

VII. — Groupe des amphibolites et leptynites de la Tuilerie (Gassin), des micaschistes et leptynites de Croix-Valmer

Introduction

Les faciès amphiboliques sont beaucoup trop étendus dans la région Ouest et NW de Gassin pour ne pas avoir été remarqués depuis longtemps.

On les trouve portés sur les premières éditions des feuilles Toulon et Draguignan au 1/80.000e. L'édition de 1951 de la feuille Toulon au 1/80.000e les désigne sous le nom d' « amphibolites de Gassin ».

Or, le village de Gassin est construit sur des micaschistes à minéraux qui appartiennent au Groupe du Cap Nègre : il suffit d'ailleurs de parcourir la superficie occupée sur les cartes par les « amphibolites de Gassin » pour constater qu'on a confondu sous ce terme trois formations :

— les micaschistes du Groupe du Cap Nègre examinés précédemment,
— les amphibolites de la Tuilerie (Commune de Gassin),
— les micaschistes et leptynites de Croix-Valmer.

La carte au 1/100.000e hors texte montre la répartition de chacune de ces formations.

D'autre part, la notice explicative de la feuille Toulon au 1/80.000e (1951) suggère l'identité possible des « amphibolites de Gassin » et de celles de Collobrières; cette question sera traitée en utilisant les résultats de l'étude pétrographique et chimique.

1° LES FACIES

Deux faciès se partagent le « Groupe des amphibolites et leptynites de la Tuilerie (Gassin), et des micaschistes et leptynites de Croix-Valmer ».

Les amphibolites de la Tuilerie

Ce sont des amphibolites à texture schisteuse, de couleur vert sombre, qui alternent avec des lits leucocrates, généralement blancs, plus rarement verdâtres.

L'épaisseur des divers niveaux varie de quelques millimètres à plusieurs centimètres — (exceptionnellement plusieurs mètres).

Ces alternances sont extrêmement régulières sur de grandes étendues. En de nombreux endroits ces roches se montrent plissotées (Photo : Pl. II, n° 4). Je n'ai jamais observé de boudinage.

Par place, la texture schisteuse des lits amphiboliques les plus épais peut disparaître. Mais ce caractère est toujours très local.

Ces roches forment des affleurements importants à l'Ouest et au Nord de Croix-Valmer ; dans la région Sud de La Garde-Freinet ; au Sud-Est de Vidauban (quartiers de l'Aube et de Languastoua, du Plantier).

Les micachistes et leptynites de Croix-Valmer

Le faciès des « amphibolites de la Tuilerie » est associé à une formation très voisine d'aspect, qui n'en diffère, d'ailleurs, que par la substitution de bancs micaschisteux (rarement gneissiques) aux bancs amphiboliques.

Cette similitude est bien mise en évidence par les photos (Pl. II, n° 4 et Pl. III, n° 6), qui montrent en outre les réactions tantôt plastiques, tantôt cassantes de ces roches aux actions dynamiques.

A l'affleurement, les deux formations ne peuvent être confondues, les horizons de micaschistes sont toujours très altérés de couleur brune, les lits leptyniques sont beaucoup plus frais. La puissance des bancs est fréquemment de l'ordre de quelques mètres.

Enfin, on passe latéralement et insensiblement, en divers endroits, des lits amphiboliques aux lits micaschisteux par raréfaction des cristaux d'amphibole et développement des micas. Rappelons, en particulier, que cette zone de transition, qui est de l'ordre de 2 à 5 mètres, est bien visible sur le talus de l'ancienne route de Gassin à Croix-Valmer, et au voisinage du terrain de sports de cette dernière localité.

Cette constatation interdit de placer une coupure entre ces deux groupes de faciès ou de les superposer ; ils doivent être considérés comme deux aspects différents d'un même dépôt, dont les caractères originels seront précisés ci-dessous.

Les micaschistes et leptynites de Croix-Valmer sont bien représentés à l'Est de cette agglomération.

2° EXTENSION

La répartition de ces deux groupes de faciès est irrégulière.

Les amphibolites de la Tuilerie affleurent du Nord au Sud du massif. On les rencontre depuis la région Sud-Est des Arcs (Tour-

navelle) jusqu'à Grimaud, en passant par La Garde-Freinet et La Mourre. Elles forment des bandes larges de quelques centaines de mètres à quelques mètres, toujours parallèles à la schistosité des micaschistes du Groupe du Cap Nègre.

Dans la Presqu'île de Saint-Tropez, elles occupent des surfaces importantes entre La Foux et Croix-Valmer.

Les micaschistes et leptynites de Croix-Valmer, très développés dans la Presqu'île de Saint-Tropez, à l'Ouest de l'accident de Grimaud, disparaissent presque totalement dans le reste du massif.

Seuls quelques lits micaschisteux alternant avec des leptynites et que l'on peut observer soit sur la route N. 558 (pentes de la colline de N.-D. de Miramar), soit sur la D. 75 à 2 km à l'Ouest du Col du Vignon, rappellent cette formation. Mais ces affleurements, toujours très réduits, sont peu cartographiables.

3° PETROGRAPHIE

Amphibolites et leptynites de la Tuilerie

Un échantillon prélevé dans la carrière abandonnée de la Tuilerie (Commune de Gassin) montre la composition suivante :

— *Lits amphiboliques*

— quartz	— hornblende
— andésine	— sphène, limonite.

La hornblende est très abondante; elle est vert-bouteille, très pléochroïque; $z/c = 13°$. Ses cristaux, qui atteignent fréquemment 2 à 3 millimètres, sont allongés suivant le clivage de la roche.

Le quartz et l'andésine $An_{35\text{-}39}$ occupent les vides laissés par l'amphibole. Le sphène et la limonite sont fréquents au voisinage de la hornblende.

La structure est nématoblastique.

Lorsque les lits amphiboliques perdent leur texture schisteuse, on ne constate aucune variation dans la composition minéralogique. Mais le feldspath devient plus abondant et les grandes plages de hornblende sont orientées en tous sens.

La structure devient alors granoblastique.

— *Lits leucocrates :*

Ils sont dans cet affleurement essentiellement blancs. Le microscope montre la présence de :

— quartz	— oligoclase An_{20}
— microcline maclé	— biotite.

La structure est granolépidoblastique ; le quartz, le microcline et l'oligoclase maclés sont en grains isométriques. La biotite, en très menus cristaux, n'est jamais altérée et s'oriente suivant la schistosité des lits d'amphibolite. Ces lits ont les caractères des leptynites.

Micaschistes et leptynites de Croix-Valmer

Les micaschistes sont partout très altérés. Les affleurements que l'on observe à la sortie du village de Croix-Valmer, sur la D. 93, fournissent l'échantillon moyen de cette formation.

L'examen au microscope des bancs leucocrates montre une composition et une structure analogues à celles des bancs leptyniques qui alternent avec les amphibolites.

Quant aux micaschistes, ils sont à deux micas, mais leur degré d'altération est tel qu'il est très difficile de les examiner en lames minces. On y observe néanmoins :

— quartz — chlorite et biotite chloritisée
— mica blanc — limonite.

La biotite est souvent remplacée par la chlorite froissée, et la limonite imprègne toute la roche d'une poussière très dense.

Lorsqu'il existe des feldspaths, ils sont entièrement altérés et leur identification est impossible.

Ce type de rétromorphose est probablement d'origine dynamique, en rapport avec les déformations plastiques de ces roches au voisinage de l'accident tectonique des Moulins de Paillas.

4° ETUDE CHIMIQUE

Afin de définir le caractère des amphibolites de la Tuilerie, un échantillon prélevé dans la carrière de ce nom, a été analysé. Les résultats sont les suivants :

Analyse n° 1. — Amphibolite de la Tuilerie (Gassin). An. P. Blot (Paris, 1956)

	N° 1
SiO_2	47,50
Al_2O_3	17,20
Fe_2O_3	3,30
FeO	8,20
MgO	6,80
CaO	11,10
Na_2O	2,90
K_2O	0,60
TiO_2	1,35
P_2O_5	0,02
MnO	0,20
CO_2	0,12
H_2O	0,80
Total	100,09

Comparons ces résultats exprimés en pourcentages moléculaires avec la composition moyenne des types d'ortho et para d'amphibolite définis par P. Lapadu-Hargues [56] [1], à ceux des analyses de l'amphibolite de Collobrières.

	N° 1
SiO_2	51,9
Al_2O_3	11,0
Fe_2O_3	1,3
FeO	7,5
MgO	11,0
CaO	12,9
Na_2O	3,1
K_2O	0,3

De la similitude entre les résultats de l'analyse de l'amphibolite de la Tuilerie, et du type moyen des para-amphibolites, on peut conclure à l'origine sédimentaire des roches de la Tuilerie

(1) Cf. Tableau des résultats de la moyenne des analyses d'amphibolites ortho et para, donnés par L. Lapadu-Hargues et reproduit page 84.

de Gassin. Cette conclusion est d'ailleurs parfaitement conforme aux conditions de gisement et, en particulier, avec le passage latéral et progressif des lits amphiboliques aux lits micaschisteux, qui est un fait d'observation.

Néanmoins, ces amphibolites sont remarquables par l'absence de résidus de calcite tant macroscopiques que microscopiques; c'est ce qu'exprime très clairement l'analyse chimique; la teneur en CO_2 est insignifiante. On peut donc se demander si la roche originelle était vraiment une marne comme le laisse supposer l'origine « para ».

Si l'on porte sur le diagramme établi par J. Jung [46] relatif à l'étude pétrochimique des laves appartenant aux Provinces orogéniques, le point représentatif de la roche analysée, de coordonnées:

$$\frac{CaO}{CaO + Na_2O + K_2O} \times 100 = 0{,}7; \qquad Si\,O_2 = 47{,}5,$$

on constate qu'il se place parmi les basaltes à olivine.

Par suite, il est possible que les niveaux amphiboliques n'aient pas une origine purement sédimentaire, et soient d'anciens tufs basiques sédimentés.

Enfin, par rapport aux amphibolites de Collobrières, les différences sont nombreuses. Elles apparaissent dès l'examen des faciès; l'analyse chimique met, en outre, en évidence une teneur en calcite, qui n'a jamais d'équivalent dans les amphibolites de la Tuilerie de Gassin.

Ces deux faciès d'amphibolites ne sont donc pas équivalents.

5° CARACTERES DU SEDIMENT ORIGINEL ET ZONEOGRAPHIE

Les caractères de la roche sédimentaire qui a donné l'association : « Amphibolites et leptynites de la Tuilerie - Micaschistes et leptynites de Croix-Valmer » se déduisent de l'ensemble des remarques précédentes.

L'alternance régulière des lits leptyniques souligne le caractère rythmique du dépôt. Ainsi, l'ancien sédiment doit, une fois encore, être comparé à un flysch, dans lequel les niveaux argileux ont été vraisemblablement remplacés par des tufs basiques sur de grandes étendues.

Le métamorphisme topochimique a eu lieu dans la zone de métamorphisme des Micaschistes inférieurs, comme en témoigne la présence de chlorite froissée portant encore des traces de biotite. Les lits gréseux feldspathiques se sont transformés en leptynites; les tufs basiques en amphibolites.

Conclusions

Le « groupe des amphibolites et leptynites de la Tuilerie ; les micaschistes et leptynites de Croix-Valmer » doit être considéré comme un dépôt sédimentaire unique qui présente des variations latérales de faciès. Cette affirmation est confirmée par les observations de terrain.

En outre, dans cet ancien sédiment de type flysch, les produits de projections d'un volcanisme basique sont venus vraisemblablement s'ajouter aux apports terrigènes — ainsi que les résultats de l'analyse chimique permettent de le penser — et expliquent les deux faciès observés dans ce groupe cristallophyllien.

Enfin, les caractères macroscopiques et microscopiques des affleurements d'amphibolites de la Tuilerie, et des amphibolites de Collobrières permettent d'infirmer l'équivalence de ces deux groupes de faciès.

VIII. — Groupe des migmatites de la presqu'île de Saint-Tropez, de Sainte-Maxime et Roquebrune-sur-Argens

Introduction

« Les gneiss de Saint-Tropez sont des paragneiss plus irréguliers comme texture que les gneiss de Bormes. Ils sont lardés de filons de granulite ».

C'est ainsi que la notice explicative de la feuille Toulon au 1/80.000e définit l'ensemble des schistes cristallins formant la Presqu'île de Saint-Tropez, et les quatre cinquièmes de la superficie du massif des Maures, à l'Est du méridien de Grimaud.

Il suffit de parcourir les routes de la Presqu'île pour constater que la description précédente est insuffisante. Cette région présente, en effet, les faciès classiques des migmatites fondamentales définies dans le Massif Central français, c'est-à-dire :

— les anatexites et granite d'anatexie,
— les embréchites litées,
— les embréchites œillées.

Or ces faciès n'ont encore jamais été décrits dans le massif des Maures.

1° LES FACIES

a) Faciès type

— *Anatexites et granite d'anatexie*

Le type des anatexites peut être pris à la citadelle de Saint-Tropez, dont elles forment le soubassement.

Ce sont des roches tantôt à grain grossier très riches en feldspaths, tantôt à grain moyen et plus micacées. La texture est assez variée, le plus souvent les alignements micacés dessinent des plis méandriformes (plis symmigmatiques), alors qu'en d'autres points, on peut encore reconnaître la schistosité.

Les anatexites ne se rencontrent que dans la Presqu'île de Saint-Tropez. Ce sont elles qui constituent le promontoire avancé du Cap Saint-Pierre - Cap des Salins. Elles forment également les collines des Moulins de Bestagne, de Val de Bois et de Val de Rians, de Lhoumède et de Ramatuelle, ainsi que les hauteurs de Colle-Basse.

Au sein de ces anatexites, sur le revers Nord de la Colline de la Citadelle de Saint-Tropez, on observe de grosses boules oblon-

gues de 3 m × 1 m au maximum, grossièrement alignées. Elles sont formées par une roche très dure, de couleur gris sombre. Chacune d'elles est entourée par l'anatexite qui visiblement la contourne; mais cette dernière est très altérée, et il est, de ce fait, difficile d'étudier les rapports entre ces deux roches. C'est néanmoins le seul affleurement où j'ai pu les observer en place.

Des boules d'aspect identique et de toutes dimensions sont très fréquentes dans les anatexites de la région de Saint-Tropez ; on les rencontre également dans les embréchites, entre Grimaud et le vallon de l'Avellan principalement. Les plus volumineuses se trouvent en bordure des terrains cultivés d'où on les a extraites; les plus petites servent à la confection des murailles qui bordent les champs.

Une remarque générale peut être faite à leur sujet : ces roches mélanocrates sont grenues quand elles affleurent au milieu des anatexites; elles ont une schistosité bien marquée lorsqu'elles apparaissent dans les embréchites.

Enfin, les anatexites passent localement à des granites d'anatexie, à contours diffus non homogènes, porphyroïdes par place.

Les deux affleurements les plus importants sont ceux de Château-Martin (à l'Ouest de Saint-Tropez) et de Ramatuelle (300 m au Nord du village). Mais des pointements de quelques mètres carrés de surface s'observent fréquemment dans les anatexites de toute la région.

— *Les embréchites*

La limite entre anatexites et embréchites proprement dite est difficile à tracer de façon précise. Il existe, en effet, une zone de transition, large de plus de 500 m où tantôt domine le faciès schisteux des embréchites litées, tantôt des amas très feldspathiques à tendance nébulitique.

De plus, l'observation est souvent rendue difficile par l'abondance de l'altération superficielle et du maquis.

Néanmoins, des différences très nettes séparent les anatexites et les embréchites franches.

— *Les embréchites litées du Cap Pinet*

Prenons pour type de ces embréchites celles du Cap Pinet (Presqu'île de Saint-Tropez).

Elles apparaissent comme de simples gneiss, à grain moyen ou fin, très riches en biotite. Le quartz et le feldspath se concentrent dans des lits ou des poches leucocrates, dont l'épaisseur varie de quelques millimètres à plusieurs mètres. La texture en est, soit aplitique, soit plus fréquemment pegmatitique.

Il n'est pas rare de trouver des amphibolites interstratifiées dans les embréchites. Ces roches dessinent toujours des lentilles étirées, se relayant en coulisse (carte hors texte).

Les « embréchites du Cap Pinet » occupent la partie orientale de la Presqu'île de Saint-Tropez : Cap Capon, Cap Pinet, Pampelonne, Bonne Terrasse et la région des Tournels. La schistosité est de direction N NE-S SW.

Ce même type d'embréchites se retrouve à l'Ouest de Sainte-Maxime (quartiers de Guerrevieille-Beau vallon).

— *Les embréchites œillées de Pampelonne*

Le faciès œillé des embréchites est toujours local, tant dans la Presqu'île de Saint-Tropez que dans le massif lui-même. Dans la Presqu'île il jalonne approximativement, et de façon discontinue, la limite entre anatexites et embréchites proprement dites.

Prenons le type de cette formation dans la carrière de Pampelonne (en bordure de la D. 93), où elle peut être aisément observée, grâce à la fraîcheur des échantillons au sein du plus important affleurement de gneiss œillés.

C'est une belle roche, mais peu homogène. En effet, s'il est possible d'extraire des échantillons classiques d'embréchites œillées, c'est-à-dire où l'orientation cristallophyllienne est bien conservée, on peut voir en de nombreux points disparaître toute orientation des porphyroblastes de feldspath potassique, tandis que les micas amorcent des plis symmigmatiques (Pl. IV, photo n° 8).

Ce même faciès se retrouve sur la bordure Est du granite de Plan de la Tour, le long de la D. 44, à 1 km environ à l'Ouest du Col de Gratteloup, mais il est beaucoup moins étendu.

Quant au faciès « embréchite œillée » classique, on le rencontre irrégulièrement entre Saint-Maxime et Saint- Aygulf. Il peut être aisément observé en suivant la route côtière.

b) Faciès secondaire

Les embréchites qui affleurent entre Sainte-Maxime et Roquebrune, à l'Est du granite de Plan de la Tour, présentent souvent un faciès beaucoup plus micacé que celui des embréchites litées du Cap Pinet. Les lits ou les amygdales quartzofeldspathiques y sont moins développés.

La sillimanite apparaît fréquemment sur les surfaces de clivage, dans les plans phylliteux. Elle n'est jamais très abondante. Ce faciès se rencontre notamment sur le versant Nord du sommet de Saint-Martin et de part et d'autre de la vallée du Fournel.

2° EXTENSION

Les migmatites qui viennent d'être définies occupent l'extrémité orientale du massif des Maures. Elles sont limitées à l'Ouest par l'importante zone mylonitique de Grimaud - les Moulins de Paillas qui les sépare des ectinites.

Anatexites et embréchites constituent la partie Est de la Presqu'île de Saint-Tropez. La schistosité des embréchites est généralement orientée vers le SE. Le pendage est très proche de la verticale; ce caractère est très général.

Dans le massif, à l'Est d'une ligne Grimaud - Roquebrune-sur-Argens, on ne trouve que les embréchites, sous leurs divers faciès. La schistosité s'oriente vers le NE; les plongements ont des intensités variables (50° à 80°).

C'est au milieu de ces embréchites qu'apparaît le granite intrusif de Plan-de-la-Tour. La coupe effectuée entre le vallon de Saint-Daumas et Sainte-Maxime a montré qu'à l'Ouest du granite et au contact de l'accident de Grimaud, affleure une étroite bande de gneiss que l'étude pétrographique montre identiques à ceux que l'on trouve interstratifiés dans les micaschistes du « groupe du Cap Nègre », tandis que, à l'Est de ce même granite, on pénètre immédiatement dans les embréchites.

Le granite de Plan-de-la-Tour masque-t-il, partout, la limite entre ectinites et migmatites ? Non, l'étude pétrographique des gneiss qui occupent la région de Grimaud, permettra de situer le « front des migmatites ». Par anticipation, précisons que celui-ci se place dans les niveaux de gneiss du « Groupe du Cap Nègre ».

3° PETROGRAPHIE

L'étude pétrographique des migmatites du massif des Maures met en évidence leur identité avec les faciès classiques de ces roches.

— *Anatexites de la Citadelle de Saint-Tropez*

Les lames minces taillées dans les échantillons recueillis au cimetière de Saint-Tropez indiquent la composition minéralogique suivante :

— quartz
— microcline-anorthose
— oligoclase An_{21-26}
— myrmékite
— biotite
— muscovite
— chlorite
— apatite,limonite.

Le feldspath potassique ($-2V = 49°$) très finement perthitique, est de beaucoup le plus abondant. L'oligoclase sériciti sé a un angle d'axe compris entre $82° < -2V < 87°$; il forme avec le quartz des plages à structure engrenée. La myrmékite est très abondante. La muscovite est rare ; la biotite brune et pléochroïque, s'altère en chlorite avec exudats de poussières ferrugineuses.

La structure est granoblastique (micrographie, fig. 39).

L'analyse d'un échantillon d'anatexite a donné les résultats ci-dessous :

Analyse n° 10. — Anatexite de Saint-Tropez, Cap Saint-Pierre. An. Bertrandy (Marseille, 1956).

	N° 10
SiO_2	66,54
Al_2O_3	17,08
Fe_2O_3	néant
FeO	3,57
MnO	0,08
MgO	1,60
CaO	2,96
Na_2O	2,67
K_2O	3,60
P_2O_5	0,23
TiO_2	0,69
H_2O	0,94
Total	99,96

— *Granite d'anatexie*

Le type de cette roche est pris dans la carrière à 300 m au Nord du village de Ramatuelle (micrographie, fig. 40).

La composition minéralogique est la suivante :

— quartz
— microcline-anorthose
— albite An_8
— oligoclase An_{18-24}
— biotite
— muscovite
— chlorite
— apatite (rare).

Le microcline-anorthose ($-2V = 50°$), en grandes plages maclées Carlsbad et perthitiques, englobe pœcilitiquement de petits cristaux d'albite, du quartz et de la biotite. Cette dernière est très généralement chloritisée, et le fer exudé se voit dans les clivages. L'oligoclase plus ou moins sériciti sé, est abondant ainsi que la

Fig. 39. — *Anatexite de la citadelle de Saint-Tropez.*
Q = quartz; Micr. = microcline-anorthose; Ol. = oligoclase; Bi. = biotite et biotite chloritisée; Musc. = muscovite; Zr. = zircon.

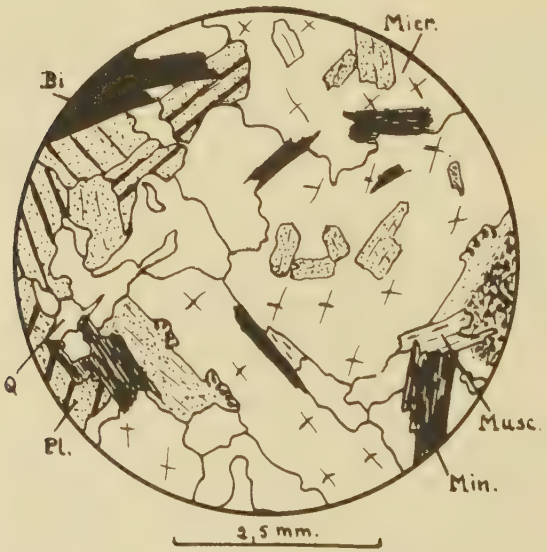


Fig. 40. — *Granite d'anatexie de Ramatuelle.*
Q = quartz; Micr. = microcline-anorthose; Pl. = albite-oligoclase; Bi. = biotite et biotite chloritisée; Musc. = muscovite; Min. = minerai.

myrmékite. Le quartz forme des îlots de grains recristallisés à extinction onduleuse.

La structure est granoblastique à tendance porphyroblastique.

— *Embréchites litées du Cap Pinet*

L'embréchite du Cap Pinet contient des lits importants de pegmatite. Décrivons d'abord ce type, puis ses variations (embréchites à lits aplitiques et embréchites micacées).

La composition minéralogique de l'embréchite du Cap Pinet est la suivante :

— quartz
— anorthose
— oligoclase An_{26}
— myrmékite
— biotite
— muscovite
— apatite.

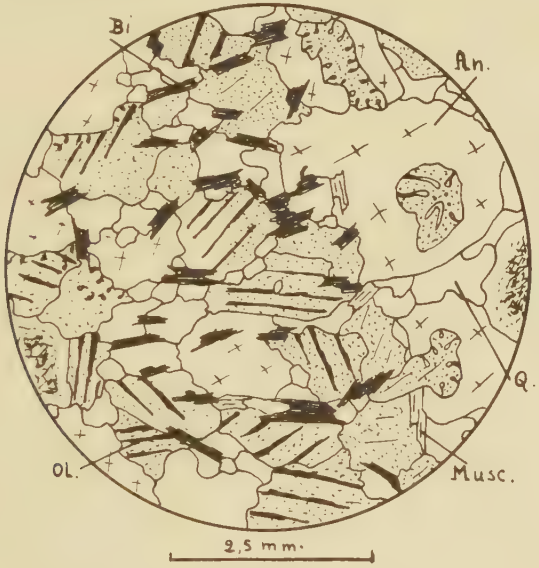


Fig. 41. — *Embréchite du Cap Pinet.*
Q = quartz; An. = anorthose; Ol. = oligoclase; Bi. = biotite; Musc. = muscovite.

La structure est granolépidoblastique.

Le quartz et l'oligoclase basique ont une structure engrenée; les alignements de lamelles de biotite sont régulièrement espacés. Le feldspath potassique ($-2V = 46°$) est relativement peu abondant et la muscovite rare; son angle d'axe est normal ($-2V = 45°$). De nombreuses plages de myrmékite sont visibles (micrographie, fig. 41).

La *pegmatite* a une composition minéralogique très voisine.

Le feldspath potassique forme de grandes plages xénomorphes et pœcilitiques ; il est toujours très finement perthitique. Les plagioclases entièrement séricitisés conservent en général la même taille que dans les lits gneissiques de l'embréchite ; la myrmékite est abondante. La biotite est rare, plus ou moins chloritisée, mais la muscovite se développe largement dans ces pegmatites. Enfin, l'apatite est assez fréquente.

— *Embréchites à lits aplitiques*

Dans ce type d'embréchites les lits aplitiques ont encore la composition minéralogique indiquée ci-dessus. Seule la dimension du grain change.

Les cristaux de feldspaths (anorthose et oligoclase) ne dépassent pas 0,5 mm. La muscovite remplace la biotite dont on ne trouve que quelques traces partiellement chloritisées. La structure graphique quartz-anorthose s'observe très fréquemment.

— *Embréchites micacées*

Elles diffèrent des précédentes par la grande abondance de la biotite et de la muscovite qui constituent des lits épais.

La biotite est toujours fortement colorée et pléochroïque ; l'altération en chlorite est accidentelle.

La myrmékite se développe abondamment dans les lits quartzo-feldspathiques.

Enfin, lorsque la sillimanite est présente, ses cristaux prismatiques sont associés aux phyllites.

— *Embréchites œillées de la Carrière de Pampelonne*

Les lames minces taillées dans cette roche très fraîche révèlent la composition minéralogique suivante :

— quartz	— biotite
— microcline perthitique	— muscovite (rare)
— oligoclase An_{29}	— apatite
— myrmékite	— zircon.

Le microcline est extrêmement abondant dans le gneiss en dehors des porphyroblastes. Les cristaux globuleux ont en moyenne 0,7 mm ; ils ont en inclusion les plages d'oligoclase partiellement séricitisées, et du quartz. Ces deux minéraux occupent aussi les espaces laissés entre les feldspaths potassiques non jointifs. La muscovite est rare ; la biotite et les bourgeons de myrmékite sont très abondants.

La structure est granolépidoblastique à tendance granoblastique.

L'analyse chimique de cette roche a donné les résultats suivants :

Analyse n° 11. — Embréchite œillée de Pampelonne. An. Bertrandy (Marseille, 1956).

	N° 11
SiO_2	70,65
Al_2O_3	15,07
Fe_2O_3	néant
FeO	2,81
MnO	0,10
MgO	0,47
CaO	2,00
Na_2O	5,25
K_2O	1,92
P_2O_5	0,14
TiO_2	0,37
H_2O	1,18
Total	99,96

— *Les « boules » mélanocrates dans les migmatites*

La roche décrite comme type est celle qui constitue les « boules » de la Citadelle de Saint-Tropez.

Au microscope sa composition est la suivante :

— quartz
— microcline-anorthose
— oligoclase zoné
— myrmékite
— biotite
— chlorite
— séricite
— hornblende
— pyrite
— apatite, sphène.

La structure est franchement granoblastique.

Les plagioclases zonés (centre : An_{13}, périphérie : An_{17}) constituent la plus grande partie des plages feldspathiques. Le microcline-anorthose ($-2V = 52°$) est rare; néanmoins les bourgeons de myrmékite sont nombreux. Les grands cristaux de biotite partiellement chloritisée, sont localement associés à une hornblende vert-clair peu pléochroïque ($z/c = 22°$) (micrographie, fig. 42).

Autour de ce faciès moyen, les variations intéressent soit la composition minéralogique, soit la composition minéralogique et la structure.

Fig. 42. — *Boule mélanocrate dans les anatexites de la Villa Belle-Vue* (Sud de Saint-Tropez)
Pl. = plagioclase; Bi. = biotite et biotite chloritisée; Horn. = hornblende; Ma. = magnétite..

La roche mélanocrate qui forme les boules que l'on trouve à la villa Belle-Vue (Est de la chapelle Sainte-Anne, à Saint-Tropez) a une composition légèrement différente :

— plagioclases zonés
— biotite
— hornblende
— chlorite
— séricite
— magnétite, pyrite
— zircon
— sphène.

Le centre des plagioclases zonés automorphes est entièrement pseudomorphosé par la séricite, et contraste avec la périphérie du feldspath (andésine : An_{45}), maclée et parfaitement fraîche. L'amphibole est une hornblende vert-brunâtre peu pléochroïque; les inclusions sont constituées par des feldspaths zonés de petite dimension.

La biotite est, soit très fraîche et très brune, soit décolorée. Ses cristaux ont en moyenne 1 à 2 mm. Les auréoles pléochroïques sont très larges autour de grains de zircon.

La structure est encore granoblastique.

Un troisième type de roches mélanocrates est fourni par les boules recueillies à la sortie Est du village de Grimaud (quartier de Pierredon).

La composition minéralogique est la suivante :

— quartz
— oligoclase An_{35}
— biotite
— hornblende
— séricite
— magnétite
— zircon.
— apatite

La structure est granolépidoblastique.

Les lits de quartz et d'oligoclase sont séparés par les alignements de biotite très fraîche, et de hornblende vert-brunâtre identique à celle de la roche de la villa Belle-Vue ($z/c = 20°$). Mais ici cette amphibole est par place décolorée, au sein d'un même cristal. Les zircons donnent des auréoles pléochroïques aussi bien dans l'amphibole que dans la biotite.

Enfin, la séricite est en traînées diffuses dans les plagioclases maclés.

En résumé, quels que soient leur gisement et leur structure, ces roches apparaissent toujours comme ayant une composition plus basique que la migmatite qui les contient. Les termes extrêmes sont représentés par un granite à amphibole (La Citadelle) et une diorite micacée (Villa Belle-Vue).

En raison de l'abondance relative de ces roches, de leur présence aussi bien dans les anatexites que dans les embréchites, et de l'alignement des « boules » de la Citadelle de Saint-Tropez, il semble logique de supposer qu'il s'agit ici d'anciens filons (andésite ou basalte) plus ou moins tronçonnés, et qui ont subi les métamorphismes successifs des migmatites dans lesquelles ils sont inclus.

4° LE « FRONT DES MIGMATITES »

A priori il paraît délicat, dans le massif des Maures, de préciser la limite entre les ectinites et leur substratum feldspathisé, c'est-à-dire — suivant une expression de E. Wegmann (1) consacrée par l'usage — le « front des migmatites ».

Rappelons en effet que :

1. — L'accident de Grimaud-Moulins de Paillas a taillé à l'emporte-pièce aussi bien les ectinites que les migmatites, ne laissant à l'Est de l'accident que des affleurements extrêmement réduits de gneiss du « Groupe du Cap Nègre » coincés entre la zone mylonitique et le granite de Plan de la Tour.

2. — Le granite intrusif qui longe de près le contact anormal de Grimaud — parfois jusqu'à le toucher — est bordé à l'Est et au Sud par les embréchites ; par suite, il masque la zone de passage ectinites-embréchites.

(1) Wegmann E. (1935). Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rundsch.*, t. 26.

La région de Grimaud, de par sa situation au Sud de l'affleurement du granite de Plan-de-la-Tour, réunit les conditions optima pour tenter de préciser la position du « front des migmatites » ; c'est en fait le seul secteur où l'on puisse l'observer.

Un échantillonnage serré a été effectué sur 400 m entre le vallon du Ruisseau de la Garde, où passe la zone mylonitique, et le village de Grimaud, en suivant le chemin charretier parallèle à la N. 558.

Les résultats de l'étude macroscopique et microscopique sont les suivants :

De l'Ouest vers l'Est on rencontre successivement :

— 50 m de gneiss du « Groupe du Cap Nègre » écrasés et plus ou moins micaschisteux ;

— 60 m de gneiss dans lesquels progressivement les traces de mylonitisation s'estompent ;

— 200 m où alternent les gneiss du « Groupe du Cap Nègre » et des faciès embréchitiques finement lités.

A une vingtaine de mètres des premières maisons de Grimaud, les lits quartzo feldspathiques grossiers s'observent dans les gneiss embréchitiques. Une carrière a été ouverte dans cette roche.

Les feldspaths potassiques (microcline perthitique) et les plages de myrmékite, rares dans les niveaux occidentaux du gneiss embréchitique, l'envahissent progressivement.

Puis, on passe au faciès embréchites litées classiques, avec lits pegmatitiques. Ces roches constituent le substratum du château des Grimaldi et du village de Grimaud.

En résumé, le « front des migmatites » se place dans les niveaux de gneiss qui appartiennent au « Groupe du Cap Nègre », c'est-à-dire que la migmatisation s'est élevée dans la région de Grimaud jusqu'à la zone des Micaschites inférieurs.

Conclusions

1° Les migmatites du massif des Maures ont des caractères macroscopiques et microscopiques identiques à ceux décrits pour les migmatites classiques du Massif Central français.

2° Elles sont surtout représentées par les faciès embréchites ; les anatexites et granites d'anatexie n'affleurent que dans la Presqu'île de Saint-Tropez.

Le « front des migmatites » ne peut être observé que très localement en raison de la tectonique complexe du massif entre le village de Grimaud et la zone mylonitique de ce nom. Il se situe dans la zone des Micaschistes inférieurs.

IX. — Les roches intrusives du massif des Maures et les Mylonites

Introduction

La plupart des roches groupées dans ce paragraphe ont pour caractère commun d'être intrusives dans les schistes cristallins des Maures. Ce sont :

— le granite de Plan-de-la-Tour;
— le granite des Figarets;
— le granite à muscovite de Camarat;
— le granite de Barral;
— le granite du Moulin Blanc;
— la péridotite à diopside serpentinisée de la Carrade.

Les caractères pétrographiques particuliers, la composition chimique (s'il y a lieu) ainsi que l'extension de ces formations seront précisées pour chaque gisement.

Enfin, je définirai les caractères d'une mylonite franche, ces roches jouant un rôle très important en bordure de l'accident tectonique de Grimaud — les Moulins de Paillas.

1° LE GRANITE DE PLAN-DE-LA-TOUR

Le granite de Plan-de-la-Tour est intrusif dans les « embréchites de Sainte-Maxime - Roquebrune-sur-Argens », et cache sur sa presque totalité le « front des migmatites ».

Il affleure suivant une bande longue de 16 km environ et de 5 km de largeur maxima.

C'est un granite à deux micas à texture porphyroïde, dans lequel les phénocristaux de microcline peuvent atteindre jusqu'à 12 cm de long sur 4 cm de large (Les Vernades); plus communément, ils mesurent 3 cm × 1 cm. L'homogénéité de cette roche est remarquable sur de grandes étendues. Seules les bordures montrent les variations suivantes :

— le granite devient plus clair, de grain fin, irrégulièrement porphyroïde (contact Est avec les embréchites au niveau des parallèles de Plan-de-la-Tour, Roquebrune-sur-Argens, les Vernades).

— le granite devient mésocrate, par suite du développement d'abondants cristaux de biotite pouvant atteindre le centimètre (bord Est du granite, de part et d'autre du sommet de Saint-Martin).

Le caractère intrusif du batholite est souligné par la présence d'enclaves d'embréchites fréquentes et parfois volumineuses (Sud

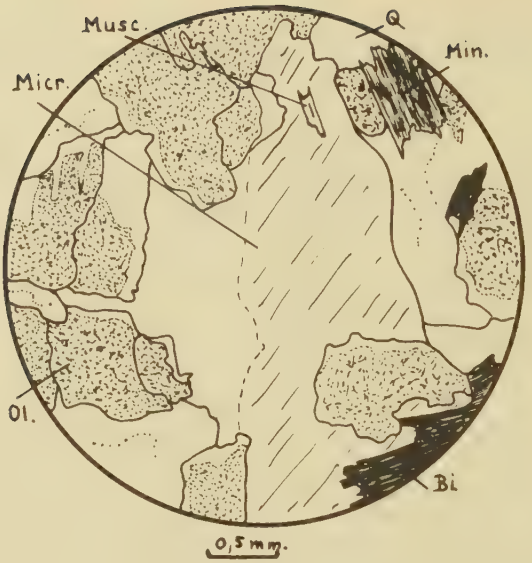


Fig. 43. — *Granite de Plan de la Tour.*
(Carrière à 1 km du village, sur la route du Col du Vignon.)
Q = quartz; Micr. = microcline; Ol. = oligoclase; Musc. = muscovite; Bi. = biotite; Min. = exudat ferrotitané.

de Roquebrune-sur-Agens) ainsi que par des pointements avancés de granite au sein des embréchites.

Le type moyen peut être prélevé à la carrière de Plan-de-la-Tour, 1 km à l'Ouest de l'agglomération (micrographie, fig. 43).

La composition minéralogique est la suivante :

— quartz
— microcline (— 2 V = 80°)
— albite-oligoclase
— biotite-chlorite
— muscovite
— séricite
— zircon
— apatite.

La structure est grenue, à plagioclases automorphes; le feldspath potassique forme des porphyroblastes.

Les plagioclases de forme rectangulaire, ou même carrée, ont en moyenne 1,8 mm. Ils sont généralement séricitisés et zonés. Le centre est alors occupé par de l'oligoclase An_{14-16} alors que la périphérie est une albite An_{4-7} toujours très fraîche. Cette albite peut même envahir le cœur séricitisé du plagioclase, à la façon de facules, issues de la périphérie du cristal.

Le feldspath potassique est du microcline finement perthitique et maclé Carsbad. Il moule les plagioclases ou les englobe pœcilitiquement.

Quant au quartz, ses plages dentelliformes à extinctions ondu-

leuses sont parfois pœcilitiques. Elles ont pour inclusions de la biotite ou de petits plagioclases.

La biotite est brune, très pléochroïque, souvent chloritisée. Elle contient des zircons autour desquels se développent de larges auréoles.

La chlorite d'altération est une pennine verte et très pléochroïque, qui contient d'abondantes poussières ferrotitanées dans ses clivages.

La muscovite est moins fréquente que la biotite. Les grains d'apatite automorphes sont communs.

L'examen des deux variations de faciès notées sur la bordure, accuse un enrichissement en silice et une diminution notable du grain de la roche. Les plagioclases cessent d'être zonés. La biotite, très abondante dans la région du sommet de Saint-Martin, paraît nettement d'origine secondaire.

Les analyses chimiques de granite du type Plan-de -la Tour confirment l'homogénéité de cette roche. Voici les résultats de trois analyses :

Analyse II. — Granite de Plan-de-la-Tour. Plan de la Tour. An. Patureau (*in* Bordet P. (1951), Analyse n° 50).

Analyse III. — Granite de Plan-de-la-Tour - Biscarlot. An. Patureau (*in* Bordet P. (1951), Analyse n° 51).

Analyse IV. — Granite de Plan-de-la-Tour. Carrière à 1 km à l'Ouest du village. An. Lapadu-Hargues (Clermont-Ferrand, 1955).

	N° II	N° III	N° IV
SiO_2	70,30	71,30	69,90
Al_2O_3	14,85	14,70	16,75
Fe_2O_3	0,94	0,65	1,80
FeO	1,65	2,05	0,55
MnO	0,08	0,02	0,05
MgO	0,70	1,05	0,80
CaO	1,97	2,70	0,85
Na_2O	3,50	2,30	3,40
K_2O	4,00	3,90	3,45
TiO_2	0,18	0,35	0,20
P_2O_5	0,35	0,20	non dosé
H_2O	0,98	0,62	1,35
Total	99,50	99,84	99,10

Les paramètres de Lacroix sont respectivement les suivants et caractérisent un granite monzonitique.

Analyse II	1 . '4 . 2 . 3'.
Analyse III	1'.3(4).2(3). 3 .
Analyse IV	1 .3(4).1(2).3(4).

Le granite de Plan-de-la-Tour est anté-permien; il constitue, en effet, la plus grande partie du matériel détritique du Permien de Roquebrune-sur-Agens. Sa mise en place a vraisemblablement accompagné et suivi les mouvements hercyniens. Remarquons que la dénudation du batholite est postérieure au Stéphanien puisque le conglomérat houiller de Plan-de-la-Tour n'en contient pas de traces.

2° LE GRANITE DES FIGARETS

La roche ainsi désignée est un granite à texture équante, chloriteux, verdâtre, qui constitue quatre affleurements de dimensions inégales (carte hors-texte).

Le plus méridional, qui est aussi le plus important, supporte la ferme des Figarets, d'où il tire son nom. Il dessine une ellipse de grand axe SW-NE, située à l'Ouest de Cogolin, qui recoupe la schistosité des micaschistes encaissants.

En se dirigeant vers le Nord, on rencontre successivement, l'affleurement de la ferme de l'Hermittan; de forme ellipsoïdale il s'allonge S-N. Au Nord de celui-ci, entre les domaines de « La Mente » et de « Lauturière », le granite forme une étroite bande. Enfin, entre l'ancienne route de Plan-de-la-Tour au Col Vignon d'une part, et la route de Vidauban au Revest d'autre part, ce même granite n'affleure que sur 500 m de largeur moyenne, et occupe le versant Ouest de Colle-Dure.

La composition minéralogique du granite des Figarets, très homogène, est fournie par un échantillon prélevé aux abords de la Ferme.

Le microscope montre la composition suivante :

- quartz
- microcline-anorthose ($-2V = 58°$)
- oligoclase An_{18}
- chlorite
- séricite
- zircon
- ilménite, leucoxène
- calcite.

La structure est grenue, les feldspaths (microcline et oligoclase) sont automorphes et d'égale dimension (1,5 mm en moyenne).

Le microcline-anorthose est finement perthitique, très rarement maclé et pœcilitique.

L'oligoclase est entièrement séricitisé, mais les bords sont moins altérés que le centre du cristal, qui n'est qu'exceptionnellement zoné.

La chloritisation de la biotite est très générale ; même lorsque les lamelles de micas ne portent pas de marques de cataclase. Les auréoles pléochroïques sont biens développées autour des zircons.

Parmi les minéraux accessoires il faut signaler la calcite qui peut-être à l'état de trace ou former des cristaux de plusieurs centimètres.

Le granite des Figarets diffère donc de celui du Plan-de-la-Tour par sa structure et par sa composition minéralogique. En outre, il porte des traces de mylonitisation qui ne se rencontrent pas dans le granite de Plan-de-la-Tour et, de ce fait, apparaît plus ancien que lui.

3° LE « GRANITE A MUSCOVITE » DE CAMARAT

Le granite à muscovite forme une bande orientée E-W, qui occupe la partie Sud de la Presqu'île de Saint-Tropez, entre le Cap Camarat et la plage de Cigaro.

C'est une roche de texture hétérogranulaire à deux micas, à muscovite abondante, très riche en quartz. Dans la majorité des cas, celui-ci se présente en gros cristaux de 1 cm de diamètre, qui se détachent sur le fond grenu, plus finement cristallisé. Certains échantillons ont la structure classique des granites et même, localement, la structure microgrenue apparaît (SW du sémaphore de Camarat).

Au microscope un échantillon moyen de granite à muscovite de Camarat a la composition suivante :

— quartz
— microcline-anorthose ($-2V = 66°$)
— albite An_{8-10}
— biotite
— muscovite
— zircon-apatite.

La structure est grenue.

Les plages de quartz, de 0,5 à 1,5 cm, sont constituées par des cristaux automorphes, juxtaposés. Ils sont cassés et généralement limpides. L'albite, non maclée, forme de grandes plages xénomorphes, altérées en séricite. Le microcline-anorthose est fortement perthitique. Les plagioclases et le feldspath potassique moulent le quartz.

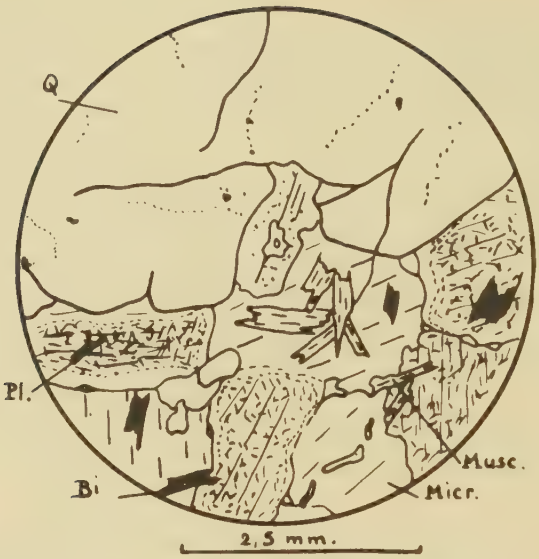


Fig. 44. — *Granite à muscovite de Camarat* (Pointe de Camarat).
Q = quartz; Pl. = plagioclase; Micr. = microcline; Mus. = muscovite; Bi. = biotite.

La biotite et la muscovite sont irrégulièrement réparties; la muscovite est toujours abondante. Enfin les prismes d'apatite ne sont pas rares (micrographie, fig. 44).

Ce granite est intrusif dans les migmatites de Saint-Tropez, qui se rencontrent en enclave sur les bords de l'affleurement.

L'extrémité Ouest de l'affleurement, situé dans l'axe de l'accident des Moulins de Paillas, a été mylonitisée. Par ailleurs, au Nord du Cap Cartaya, le granite à muscovite recoupe une bande large d'une dizaine de mètres d'une mylonite de direction hercynienne (SW-NE).

La mise en place de cette roche est donc postérieure à la phase majeure des mouvements hercyniens. Mais il paraît difficile de préciser si la mylonitisation des affleurements occidentaux date des phases posthumes de la tectonique hercynienne, ou de la tectonique pyrénéo-provençale.

4° LE GRANITE DE BARRAL

Il forme deux petits affleurements ellipsoïdaux, au milieu des gneiss œillés de Bormes. L'un d'eux supporte la maison forestière du domaine de Barral d'où il tire son nom.

C'est un granite à biotite à texture porphyroïde, formant des boules. Il contient des enclaves rectangulaires, mélanocrates de quelques centimètres carrés, qui se séparent facilement du granite.

Un échantillon prélevé à la maison forestière de Barral montre la composition minéralogique suivante :

— quartz
— microcline-anorthose ($62° < -2V < 64°$)
— oligoclase zoné
— myrmékite
— biotite-chlorite
— séricite (muscovite)
— grenat
— apatite
— sphène-rutile.

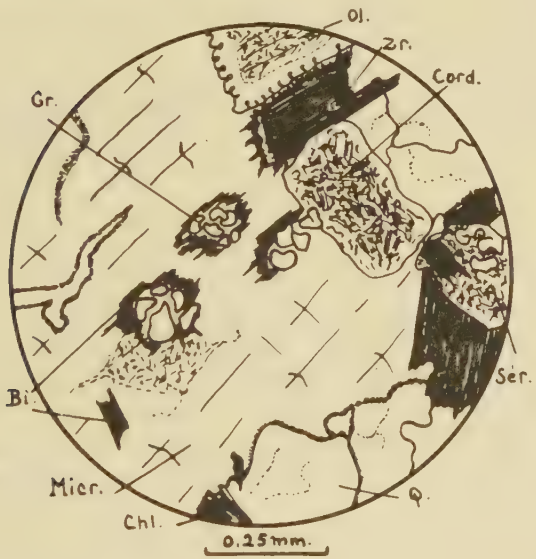


Fig. 45. — *Granite à cordiérite et grenat de Barral.*
Des houpes de menus cristaux de biotite (Bi.) entourent les grenats (Gr.) et les grandes lamelles de biotite.
Q = quartz; Ol. = oligoclase; Micr. = microcline-anorthose; Sér. = séricite; Chl. = chlorite; Cord. = cordiérite; Gr. = grenat; Zr. = zircon.

La texture est grenue, en mortier (micrographie, fig. 45).

Le quartz à extinction onduleuse est automorphe; ses cristaux sont brisés, dans les cassures se développe de la séricite. Les pla-

gioclases sont zonés (centre An_{18}; périphérie An_{23}) quelquefois maclés albite; la myrmékite forme une auréole autour du cristal. Le microcline perthitique, maclé Carlsbad moule les plages de quartz et d'oligoclase.

La biotite paraît s'être formée en deux temps; il existe une biotite chloritisée, légèrement tordue, qui émet des exudats de rutile et de sphène; par ailleurs, on rencontre une biotite très pléochroïque, en grandes lames, non altérée. Autour de ces deux types de sections se développent des houpes de minuscules paillettes de biotite, disposées perpendiculairement aux bords des cristaux.

La muscovite n'est présente qu'au sein des feldspaths potassiques, en petits cristaux rectangulaires; elle est un produit de néoformation.

Enfin le grenat est abondant dans ce granite. Il est associé à la biotite altérée d'une part; d'autre part, on le trouve à l'intérieur de cristaux de cordiérite entièrement pseudomorphosés en séricite, chlorite et biotite.

Il est à remarquer que les enclaves rectangulaires précédemment signalées ont exactement la même composition : séricite, chlorite, biotite, grenat auxquels s'ajoute un peu de quartz.

Ce granite est de toute évidence polymétamorphique; il porte des traces de cataclase. Son histoire est vraisemblablement parallèle à celle des gneiss de Bormes dans lesquels il est intrusif.

5° LE GRANITE DU MOULIN BLANC

Le granite à cordiérite du Moulin Blanc occupe la colline de ce nom, à l'Est de la citadelle de Saint-Tropez. Il émet quelques filons dans les anatexites qui l'entourent (cimetière de Saint-Tropez, en particulier).

C'est une roche très dure lorsqu'elle est fraîche, aussi est-elle exploitée dans deux carrières comme matériau de construction et d'empierrement.

De couleur claire et de grain moyen, elle a une texture planaire, due à l'alignement des micas et des cristaux de cordierite.

La schistosité du granite est orientée vers le Nord-Est comme celle des embréchites de la Presqu'île de Saint-Tropez.

Au microscope la composition minéralogique est la suivante

— quartz
— microcline-anorthose ($-2V = 62°$)
— oligoclase An_{14}
— myrmékite
— biotite, chlorite
— muscovite
— séricite
— cordiérite
— zircon.
— apatite

La structure est grenue; tantôt les plagioclases et le microcline sont automorphes, tantôt la structure en mortier se développe. Dans tous les cas, le quartz à extinction onduleuse forme des plages dentelliformes qui s'insinuent entre les feldspaths.

La biotite est soit chloritisée (pennine) soit décolorée. La muscovite est abondante. La cordiérite est relativement fraîche.

Cette roche porte des traces des déformations tardives qui ont accompagné sa mise en place. Elle rappelle le granite à deux micas du massif de Millevache.

6° LA PERIDOTITE A DIOPSIDE, SERPENTINISEE

La serpentine de La Carrade ayant fait l'objet d'une étude détaillée (1), je rappellerai seulement ici les particularités de cette roche.

L'affleurement se situe entre Croix-Valmer et Calvaire, près de l'ancienne station de chemin de fer de la Carrade.

La serpentine est une roche vert-sombre quand elle est fraîche, sur laquelle se distinguent de grandes plages d'amphiboles de 1 à 2 cm de long. Elle forme trois petits massifs qui affleurent au milieu des micaschistes du « Groupe du Cap Nègre »; le plus important a été entamé par plusieurs carrières.

L'étude pétrographique montre que les caractères de cette roche sont les suivantes :

— la roche-mère de la serpentine — dont il ne reste que des résidus — est une péridotite à diopside, très proche d'une dunite;

— les processus qui ont conduit à la serpentinisation de la péridotite ont donné naissance à de nombreux cristaux d'anthophyllite; la présence de cette amphibole en grandes plages est un caractère original du gisement de la Carrade;

— tous les minéraux silicatés (primaires et secondaires) tendent à se transformer en antigorite;

— enfin, par rapport aux terrains métamorphiques encaissants le gisement de la Carrade apparaît intrusif.

Le gisement de la Molle présente beaucoup d'analogie avec celui de la Carrade, mais son étude est rendue difficile par la présence de la végétation et l'altération de la roche, que ne ravive aucune exploitation.

(1) Gueirard S. [42].

⁂

En résumé, ces diverses roches intrusives sont locales, sans rapports apparents ; elles se sont échelonnées dans le temps et dans l'espace depuis les premières manifestations du métamorphisme comme en témoigne le granite de Barral.

7° LA MYLONITE DU MAS DE CIGARO

Les mylonites franches se rencontrent en de nombreux endroits jalonnant le tracé de l'accident de Grimaud - Moulin de Paillas. Celle du Mas de Cigaro est choisie comme type. L'échantillon décrit a été extrait lors du creusement d'un puits.

C'est une roche gris-verdâtre, massive, à cassure esquilleuse et à toucher talqueux, dans laquelle il est impossible de reconnaître la roche initiale.

Sa composition minéralogique est la suivante :

— quartz
— chlorite
— séricite
— calcite
— poussières ferro-titanées
— leucoxène.

La structure cataclastique est largement développée.

Le fond de la roche est constitué par un enchevêtrement de chlorite tordue et laminée, de calcite et de quartz. Les poussières ferrugineuses sont groupées en paquets dans la chlorite. Dans cette mésostase se distinguent des plages xénomorphes entièrement séricitisées, qui sont d'anciens plagioclases vraisemblablement, et des îlots de quartz recristallisés à structure spongieuse.

Des veines formées soit de calcite, soit d'une fine mouture de quartz, chlorite, et calcite, sont cassées et des rejets, plusieurs fois répétés, de quelques millimètres, sont visibles, au contact d'autres veines perpendiculaires aux précédentes.

Ces caractères soulignent les rejeux successifs de ces zones mylonitiques.

B. — LES TERRAINS SEDIMENTAIRES (HOUILLER-PERMIEN) LES FORMATIONS ERUPTIVES POST-CARBONIFERES

Les terrains sédimentaires occupent une place minime à l'intérieur du massif des Maures, mais par contre ils sont largement développés à la périphérie de celui-ci. Ce sont essentiellement : le Houiller et le Permien.

Le Houiller forme le bassin de Plan-de-la-Tour et on le trouve, en profondeur, à Collobrières.

Quant au Permien, il se rencontre dans des zones effondrées, localisées dans la partie occidentale du Massif; de plus, il borde ce dernier au Nord et à l'Ouest.

Le Houiller et le Permien ont déjà fait l'objet de recherches détaillées (Bordet P. [13]); les connaissances acquises à leur sujet seront résumées brièvement.

Par ailleurs, les formations éruptives post-carbonifères et les filons minéralisés ne présentent jamais une très grande importance dans les Maures. Néanmoins leur présence permet de préciser certaines questions d'ordre tectonique, et ils méritent, de ce fait, d'être examinés.

I. — Les terrains sédimentaires

a) Le carbonifère de Plan-de-la-Tour

Le Bassin stéphanien de Plan-de-la-Tour se situe à l'Est de l'accident de Grimaud avec lequel il est en contact direct sauf au Nord (quartier de Biscarlot), et au Sud de la vallée du Préconil. Il s'étend sur plus de 16 km de long; sa largeur, variable, est au maximum de 1,700 km.

Au point de vue stratigraphique la succession est la suivante; de la base au sommet de la formation, on observe :

— *un conglomérat* où dominent les blocs de gneiss et le quartz, mais où tous les schistes cristallins affleurant actuellement se rencontrent en galets, y compris les mylonites.

A la suite de A. Demay [26] et de P. Bordet [13] je rappelle qu'on ne trouve pas de galet de granite porphyroïde de Plan-de-la-Tour. J'ai observé seulement deux galets d'une roche granitique altérée, comparable au granite des Figarets, dans le conglomérat au Sud du hameau du Varnet.

Viennent ensuite :

— une *arkose* assez grossière, à stratification entrecroisée;

— une *coulée de rhyolite* gris-bleu, volumineuse, surtout importante au Nord de Plan-de-la-Tour;

— enfin une *série conglomératique* encore grossière, mais à galets moins nombreux, et où les lits de plantes ne sont pas rares. Cette flore a permis de préciser l'âge du Carbonifère de Plan-de-la Tour : Stéphanien inférieur.

b) Le Permien

Les affleurements permiens se subdivisent en deux groupes : ceux qui se situent à l'intérieur du massif; ceux qui occupent la périphérie.

Le Permien a l'intérieur du Massif
(Vallée de Collobrières, vallons des Borrels, du Viet et de l'Apié)

Il débute fréquemment par des arkoses, grossières, conglomératiques qui reposent sur les schistes cristallins. Ce fait montre que le Permien s'est déposé dans des rides qui occupaient, grossomodo, les bassins effondrés où on le rencontre actuellement.

Au-dessus des arkoses on trouve des pélites rouge-violacé contenant irrégulièrement des galets de tufs, de rhyolites et des nodules de calcaire roux, très cristallin. Les récurrences de faciès sont fréquentes.

Le Permien a la périphérie du Massif

A l'Est, dans la région de Roquebrune, il se présente sous l'aspect d'une puissante masse d'arkoses rouges (le Rocher de Roquebrune). « Il s'agit d'une roche formée de débris du granite de Plan-de-la-Tour, contre lequel elle est appuyée » (1). Elle contient des intercalations plus fines d'arkoses et de pélites avec bois silicifiés et galets de calcaire cristallin.

Partout ailleurs, lorsqu'il n'est pas réduit tectoniquement, le Permien est formé, à la base, par des arkoses jaunes contenant des éléments des roches locales (gneiss ou micaschistes suivant les points). Cet ensemble est surmonté par une puissante série de pélites rouge-lie-de-vin.

(1) Bordet P. [13], p. 57.

Dans la région Sud de Vidauban, une coulée de rhyolite R_3 est interstratifiée. Sa présence permet « d'affirmer que le Permien de la cuvette du Luc est, au moins en partie, contemporain de celui de l'Estérel » (2).

II. — Les formations éruptives post-carbonifères

Les roches effusives occupent une place fort réduite dans le massif des Maures.

La seule coulée de basalte ayant une importance — d'ailleurs toute relative — est celle qui occupe le sommet de Maravielle et dont on retrouve la trace à 3 km à l'Est, c'est-à-dire jusqu'à Cogolin.

L'affleurement subcirculaire de la chapelle Sainte-Madeleine, à 750 m environ au Nord-Ouest des hauteurs de Maravielle, est formé d'une lave franchement doléritique et considéré comme le point de sortie de la coulée.

Celle-ci s'est épanchée sur une pénéplaine miocène et, par conséquent, elle est d'âge post-miocène certain.

D'autres roches volcaniques peuvent encore être observées : ce sont des filons, soit de pyromérides permiennes (Biscarlot, Saint-Martin, au Sud du Muy), soit de dolérites datées de façon beaucoup moins sûre. Ces derniers sont très nombreux dans le granite de Plan-de-la-Tour et dans les schistes cristallins.

Etudions les caractères de chacune de ces laves et leurs conditions de gisement :

a) Le basalte de Maravielle

C'est une roche très noire lorsqu'elle est fraîche, finement cristalline; les seuls cristaux déterminables macroscopiquement sont des grains d'olivine millimétriques, assez souvent altérés.

Un échantillon prélevé au Bois de Faucon, à l'est de la Ferme des Figarets, représente la composition moyenne de cette coulée, extrêmement homogène. On y trouve :

— andésine An_{45}
— augite
— olivine
— magnétite
— iddingsite
— apatite.

La structure est intersertale, très fine. Les baguettes de plagioclases enchevêtrées ont une longueur moyenne de 150 µ.

(2) Bordet P. [13], *op. cité*, p. 58.

Les cristaux sont maclés albite-Carlsbad et ne présentent que rarement des traces d'altération.

L'olivine, en plages xénomorphes et craquelées de 0,5 mm à 1 mm est plus ou moins envahie par l'iddingsite. Enfin, de menus grains d'augite (quelques dizaines de microns) groupés par paquets, et la magnétite à structure squelettique soulignent le caractère classique de cette roche, dans laquelle le verre est très peu abondant.

b) La Pyroméride de Biscarlot - Saint-Martin

C'est une roche de couleur rouge, très finement cristalline, qui montre sur une cassure fraîche quelques cristaux de quartz enfumé à éclat gras.

Elle se présente en filons de quelques mètres de puissance, dans le granite de Plan-de-la Tour, au Sud du Muy (quartier de Saint-Martin, Biscarlot, Varaille au Sud du Rocher de Roquebrune). Les affleurements se suivent sur quelques centaines de mètres en direction Est-Ouest; leur largeur n'excède guère une dizaine de mètres.

La pyroméride a tendance à se débiter en petits bancs. Une lame mince taillée dans un échantillon provenant du filon de Biscarlot montre la composition minéralogique suivante :

— quartz
— orthose
— pyrite.

Les sphérolites d'orthose ont en moyenne 0,2 mm de diamètre. Ils sont fortement pigmentés par des poussières ferrugineuses et s'individualisent très nettement sur le fond de la plaque occupé par le feldspath et le quartz à structure graphique.

L'orthose qui constitue les sphérolites est en menues fibres, alors que l'on rencontre des microlites idiomorphes de ce minéral dans la pâte recristallisée.

Cette roche analysée par P. Bordet [1] a pour paramètre (I. '3. I'. I'). Elle fait partie du groupe des rhyolites potassiques de l'Estérel; elle est donc permienne.

c) La dolérite de Plan-la-Tour

De très nombreux filons de dolérites peuvent être observés, un peu partout dans le masif des Maures. Ils n'ont jamais une grande extension et leur orientation est assez variable. Dans l'ensemble,

(1) Bordet P. [13] (analyse n° 18, p. 192).

ils se groupent suivant deux directions préférentielles : N.NE-S.SW et N.NW - S.SE.

L'examen de lames minces relatives à des échantillons de diverses provenances, montre que ces laves diffèrent surtout par leur degré d'altération.

Ce sont des roches vert-sombre, se débitant en petits bancs ou s'altérant en boules. Sur une cassure fraîche, de très fines aiguilles de feldspath, enchevêtrées, se voient à l'œil nu.

La composition minéralogique d'un type moyen de ces roches, pris à Plan-de-la-Tour (1 km à l'Ouest du village), est la suivante :

— andésine An_{50}
— augite
— magnétite
— séricite
— serpentine
— calcite.

La structure est doléritique. Les plagioclases idiomorphes, de 0,4 mm de longueur moyenne, sont enchevêtrés. Ils sont plus ou moins séritisés et, en général, maclés albite-Carlsbad. Un certain nombre de sections atteignent 2 mm.

Dans les espaces laissés par les cristaux d'andésine, on remarque des grains d'augite titanifère beige-violacé, de la magnétite des plages de serpentine verte et de calcite. Plusieurs d'entre elles correspondent à des pseudomorphoses de cristaux d'olivine.

Lorsque la dolérite est très altérée, l'augite, à son tour, est pseudomorphosée en calcite, et les plagioclases se transforment en séricite et chlorite.

Au Nord de la bergerie de Biscarlot, un filon de dolérite N.NW--S.SE jalonne le tracé d'un effondrement local au sein du granite de Plan-de-la-Tour. Le filon de pyroméride de Biscarlot s'interrompt brusquement au contact de ce petit accident et le souligne (carte hors texte).

Dès lors les filons de dolérite doivent être considérés, dans leur ensemble, comme post-permiens. Cette constatation est d'ailleurs renforcée par le fait que les directions mêmes des filons sont celles de la plupart des failles qui limitent le massif des Maures, en bordure de la cuvette du Luc, accidents qui sont attribués à la tectonique permienne (phase terminale).

TROISIEME PARTIE

HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA REGION ETUDIEE

Les résultats acquis par l'étude géologique, pétrographique et zonéographique des divers groupes cristallophylliens du massif des Maures sont réunis dans le tableau synthétique ci-joint (Tableau I). Celui-ci, mieux qu'un long texte, met en évidence les caractères essentiels des schistes cristallins, et les particularités de la série sédimentaire qui a été à l'origine de ces formations.

De cet ensemble de faits observés découlent des conséquences qui sont relatives, les unes au métamorphisme, les autres à la sédimentation. Ces résultats inédits constituent la partie la plus importante de ce chapitre.

Par ailleurs, le levé cartographique m'a permis des observations tectoniques nouvelles qui, jointes aux connaissances acquises, définissent le style de la tectonique des Maures.

L'histoire géologique de cette région sera donc retracée en considérant d'abord les caractères de la sédimentation et du métamorphisme, puis ceux de la tectonique.

A. — Caractères de la sédimentation et du métamorphisme

1° LA SEMIMENTATION

Le caractère essentiel de la série sédimentaire génératrice des schistes cristallins des Maures réside — ainsi que le met en évidence la colonne V du tableau I — *dans une alternance plusieurs fois répétée de pélites argileuses et de niveaux de type flysch gréso-argileux*. De tels dépôts se forment dans les fosses bathyales géosynclinales.

L'étude pétrographique et chimique a montré que le géosynclinal mauresque a été le siège de phénomènes volcaniques, au cours de cette sédimentation, et que des rides s'y sont formées.

Le volcanisme semble se manifester par l'émission de produits de projection basiques qui, sédimentés au milieu d'un flysch gréseux, ont donné par métamorphisme les amphibolites et leptynites du « Groupe de la Tuilerie (Gassin) ».

D'autre part, l'apparition occasionnelle de faciès marno-calcaires, et surtout de minerais de fer oolithiques et de grès chargés de matières organiques dans le « Groupe des Berles » met en évidence une diminution locale de la bathymétrie de la fosse; on peut logiquement attribuer ce fait à l'existence d'un haut-fond. La tendance à l'émersion a été maxima vers la fin de la sédimentation des pélites argileuses, futurs micaschistes des groupes « Les Berles-Cap Nègre », qui, on le sait déjà, constituent une série continue.

Il semble d'ailleurs qu'à partir de cette époque la profondeur de la fosse n'ait plus été très importante, car les faciès détritiques deviennent plus grossiers dans l'ensemble et dominent sur les séries pélitiques; n'oublions pas qu'on y rencontre aussi des phtanites, des calcaires (à entroques ?) et des schistes ampéliteux.

Les sédiments déposés dans le géosynclinal mauresque sont en outre caractérisés par une remarquable continuité.

Cette sédimentation rythmique à grande échelle comme dans le détail ne révèle aucune trace d'interruption.

Elle se termine au Silurien supérieur avec les schistes à Graptolites gothlandiens. Selon toute vraisemblence le Silurien est représenté en totalité; mais on peut aussi admettre qu'une partie des schistes cristallins correspond à d'anciens sédiments cambriens.

Le Dévonien s'est-il déposé ? Cette question reste sans réponse, car aucune trace de sédimentation dévonienne n'est décelable en Provence.

D'autre part, l'étude pétrographique démontre de façon certaine que des groupes cristallophylliens actuellement très différents et plus ou moins éloignés dans l'espace, correspondent à des faciès variés de dépôts sensiblement contemporains ou en continuité suivant la verticale.

Rappelons à ce propos que les amphibolites et leptynites de la Tuilerie (Gassin) passent insensiblement aux micaschistes et leptinites de Croix-Valmer par disparition de l'amphibole remplacée par les phyllites. Les micaschistes du « Groupe des Berles » représentent, en effet, la partie supérieure du « Groupe des micaschistes du Cap Nègre » dont ces derniers diffèrent par un métamorphisme plus intense et une recristallisation très poussée.

De ces constatations, il résulte que le parallélisme s'impose — si étonnant que cela puisse paraître a priori — entre les deux flyschs générateurs de faciès cependant bien différents : les « gneiss de Bormes » et les « amphibolites et leptynites de la Tuilerie — micaschistes et leptynites de Croix-Valmer ».

Au total un petit nombre d'horizons sédimentaires paraissent

I. — ZONEOGRAPHIE DES SCHISTES CRISTALLINS	II. — GROUPES CRISTALLOPHYLLIENS (tels qu'ils se succèdent de l'W vers l'E)	III. — FACIES DES GROUPES CRISTALLOPHYLLIENS	V. — FACIES PROBABLES DES SERIES SEDIMENTAIRES INITIALES	IV. — CARACTERES ESSENTIELS
Zone des Micaschistes supérieurs	Schistes a graptolites	— Schistes ardoisiers noirs, pyriteux.	— Pélites argileuses (Fe, matières organiques).	— Fossilifères (Graptolites).
	Quartzophyllades et quartzites du Fenouillet	— Quartzites massifs et quartzites feuilletés. — Quartzophyllades gris cendrés (chlorite, séricite), très riches en lentilles de quartz d'exudation. — (Phtanites).	— Flysch gréso-argileux à détritique fin (sédimentation de caractère rythmique).	— Un seul métamorphisme décelable.
	Schistes des Maurettes	— Phyllades gris-fer à chloritoïde ou limonite (biotite microscopique). — (Calcaires recristallisés).	— Pélites argileuses (Fe, Mg).	— Polymétamorphisme. — Phénoblastes de chloritoïde et biotite obliques ou perpendiculaires sur le clivage.
	Schistes et quartzites du Loli	— Quartzites massifs lenticulaires. — Alternance de : quartzites gréseux, sériciteux avec biotite dans les types les les plus métamorphiques ; schistes et micaschistes (chlorite, phengite) plus biotite dans les types les plus métamorphiques. Grenat, staurotide, soit pseudomorphosés en séricite, soit néoformés.	— Flysch gréso-argileux (Fe, Mg) (sédimentation de caractère rythmique).	— Polymétamorphisme et rétromorphose. — Phénoblastes de biotite (et de staurotide) obliques ou perpendiculaires sur le clivage.
	Micaschistes des Berles (Faciès associés)	— Phyllades (séricite, chorite) — Micaschistes (phengite et chlorite) — Micaschistes à deux micas — Intercalations de quartzites ou de gneiss + biotite (avec ou sans grenat et staurotide, néoformés ou rétromorphosés.) — Quartzites graphiteux. — Collobrièrite ; grenatites. — Amphibolites et gneiss à calcite de Collobrières. — Gneiss de la Malière.	— Pélites argileuses (Fe, Mg) — Intercalations lenticulaires de : Grès plus ou moins riches en matières organiques. Minerai de fer oolithique. Calcaires marneux.	— Polymétamorphisme et rétromorphose. — Phénoblastes de chloritoïde, et biotite obliques ou perpendiculaires sur le clivage. — Métasomatose sodique (des quartzites et micaschistes, des amphibolites.
Zone des Micaschistes inférieurs	Micaschistes du Cap Nègre	— Micaschistes à grandes lames de micas (phengite et biotite) ; grands et nombreux minéraux alumineux (staurotide, disthène, grenat, tourmaline). — Micaschistes feldspathiques locaux. — Intercalations de gneiss, plus épaisses vers le bas de la série. — Gneiss embréchitiques.	— Pélites argileuses (Fe, Mg) ; intercalations de niveaux de grès feldspathiques.	— Recristallisation : grand développement de tous les minéraux. — Métasomatose sodique (fixée sur les micaschistes). — Métasomatose siliceuse (fixée dans les gneiss).
	Gneiss de Bormes	— Gneiss à amygdales quartzo-feldspathiques massifs ou micaschisteux, avec lentilles de quartz d'exudation. — Gneiss à amygdales quartzo-feldspathiques, œillés.	— Flysch gréso-argileux à détritique fin (sédimentation de caractère rythmique)	— Métasomatose sodique (fixée dans les quartzites feuilletés, postérieurement à leur boudinage).
	Amphibolites et leptynites de la Tuilerie (Gassin)	— Alternances de lits amphiboliques et leptyniques (de qq. mm à qq. cm.)	— Flysch gréso-argileux mêlé à des produits de projections basiques (sédimentation de caractère rythmique)	— Passage latéral et progressif des lits amphiboliques aux lits micaschisteux par disparition de l'amphibole.
	Micaschistes et leptynites de Croix-Valmer	— Alternances de lits micaschisteux et leptyniques (de qq. mm à qq. cm.)		
Migmatites	Migmatiques de Saint-Tropez-Sainte-Maxime-Roquebrune	— Embréchites. — Anatexites et granites d'anatexie locaux.		— Le front des migmatites s'élève irrégulièrement dans la zone des Micaschistes inférieurs.

Tableau I. — Rappel des résultats acquis par l'étude pétrographique et zonéographique.

individualisés. Ils correspondent aux groupes cristallophylliens ci-après, de haut en bas de leu rsuccession stratigraphique :

— groupe des quartzites et quartzophyllades du Fenouillet,
— groupe des schistes à chloritoïde des Maurettes,
— groupe des schistes et quartzites gréseux du Loli,
— groupe des micaschistes des « Berles » et « du Cap Nègre »,
— groupes des amphibolites et leptynites de la Tuilerie, des micaschistes et leptynites de Croix-Valmer équivalents du « Groupe des Gneiss de Bormes ».

L'épaisseur des schistes cristallins correspondant aux ectinites est difficile à apprécier. J'ai déjà souligné combien ces formations sont plissées isoclinalement. En tenant compte de ce fait qui implique des séries peu épaisses (Bordet P. [14] et par comparaison avec des sédiments analogues — en Bretagne, le Cambro-Silurien a été estimé par J. Cogne [17] à 1.800 m —, on peut évaluer à 2.000 m environ l'épaisseur des ectinites. Mais ce chiffre est évidemment très approximatif.

2° LE METAMORPHISME

Le principal résultat de l'étude pétrographique consiste dans le fait que les schistes cristallins du massif des Maures sont *polymétamorphiques*, en grande partie *rétromorphosés*, et *partiellement métasomatiques*.

En effet, ils ont subi deux métamorphismes séparés par un épisode de rétromorphose.

Le métamorphisme le plus récent est nettement plus profond que le premier ; il est aussi plus facile à définir. C'est lui qui nous retiendra en premier lieu.

Ajoutons dès à présent que ces phénomènes paraissent liés au même cycle orogénique dont l'âge sera discuté plus loin.

a) Le métamorphisme récent

Il a donné naissance à deux ensembles de terrains cristallophylliens : les ectinites et les migmatites.

Les ectinites sont de beaucoup les plus développées, elles appartiennent aux zones de métamorphisme des Micaschistes supérieurs et surtout des Micaschistes inférieurs, comme le met en évidence le tableau II, qui traduit de façon condensée les conclusions partielles exprimées dans chaque paragraphe de la deuxième partie de ce mémoire.

Groupes cristallophylliens	Métamorphisme ancien A (A′)		Rétromorphose B	Métamorphisme récent C
Groupe du Fenouillet ...	Y_2	Y_2	Y_2	Y_1
Groupe des Maurettes ..				
Groupe du Loli				
Groupe des Berles	Y_1	Y_1	Y_1	Y_2
Groupe du Cap-Nègre ..				
Groupe de la Tuilerie - Croix Valmer				
Groupe de Bormes				

Tableau II. — *Polymétamorphisme dans les ectinites*

Y_2 = zone des Micaschistes supérieurs.

Y_1 = zone des Micaschistes inférieurs.

Ce métamorphisme récent est responsable du développement des phénoblastes néoformés obliques sur le clivage de la roche, et qui sont : soit du chloritoïde et accessoirement de la biotite dans le « Groupe des Maurettes », de la biotite dans les schistes du Loli et des Berles. Il a provoqué la recristallisation des minéraux alumineux (staurotide, grenat) dans les « Groupes des Berles » et « du Cap Nègre » ; enfin, il a effacé toute trace de rétromorphose dans les groupes cristallophylliens sous-jacents à celui du Cap Nègre.

Les migmatites lui sont également attribuables. Ce sont des embréchites, anatexites et granites d'anatexie, où la recristallisation a enlevé rapidement toute relique des métamorphismes antérieurs.

Le front des migmatites est lui-même difficile à définir puisqu'on ne peut l'observer de façon certaine que très localement dans la région de Grimaud.

Il se situe dans la zone de métamorphisme des Micaschistes inférieurs, mais il a atteint des niveaux différents de cette zone suivant qu'on considère la chaîne littorale ou le reste du massif. En effet, rappelons que les schistes cristallins des « Groupes de Croix-Valmer et de la Tuilerie (Gassin) » qui affleurent à l'Ouest de l'accident des Moulins de Paillas sont des ectinites franches, bien que stratigraphiquement au-dessous des gneiss du « Groupe des micaschistes du Cap Nègre » dans lesquels est montée la migmatisation à Grimaud.

Enfin, la métasomatose sodique qui revêt un caractère local

— puisqu'elle ne se manifeste guère que dans les « gneiss de Bormes », dans certains faciès du « Groupe des Berles » (gneiss de la Malière, amphibolites et gneiss à calcite de Collobrières) et accessoirement dans les micaschistes du « Groupe du Cap Nègre » — a été en partie contemporaine de cet ultime métamorphisme topochimique. En effet, l'étude pétrographique des gneiss de Bormes a montré qu'une partie seulement des cristaux de biotite était chloritisée, et que les exudats ferro-titanés résultant de cette transformation se retrouvent à l'intérieur des plagioclases métasomatiques.

Elle a été prolongée ultérieurement par la métasomatose siliceuse; mais cette dernière n'a jamais atteint l'importance de la métasomatose sodique.

A la suite de A. Demay [24-25], il convient de remarquer que c'est à la tectonique anté-stéphanienne que l'on doit la disposition des schistes cristallins suivant des bandes orientées grosso-modo NE-SW. Les accidents qui ont accompagné le paroxysme de la phase hercynienne ont taillé à l'emporte-pièce dans les formations cristallophylliennes qui, de ce fait, avaient déjà acquis leurs caractères définitifs.

b) Zonéographie et rétromorphose

Il est possible, grâce à l'étude pétrographique, de retracer également, mais de façon moins harmonieuse, l'histoire du massif des Maures antérieurement au métamorphisme récent.

On constate, en se reportant au tableau II (colonnes A et A′) que la plus grande partie des séries cristallophylliennes correspondant au métamorphisme ancien, appartiennent à la zone des Micaschistes inférieurs. Seuls les termes les plus élevés de la série sont totalement inclus dans la zone des Micaschistes supérieurs.

Par ailleurs, les faciès des groupes du Loli et des Berles se rencontrent à la fois dans les deux zones de métamorphisme et il convient de préciser à ce sujet que, dans l'ensemble, le groupe du Loli se situe dans la zone des Micaschistes supérieurs; tandis que dans celui des Berles se développent surtout les paragenèses minérales de la zone des Micaschistes inférieurs.

Cette particularité, précédemment signalée, ne peut s'expliquer que si le métamorphisme ancien s'est exercé sur des séries déformées. Dès lors, il faut déduire de cette constation qu'une première ébauche de plissement existait antérieurement à la première phase du métamorphisme.

L'étude de la sédimentation a mis en évidence des mouvements de fond contemporains du dépôt des sédiments. Ces faits n'ont donc rien de surprenant.

La rétromorphose apparaît comme une conséquence d'un mouvement d'ensemble vers une zone de métamorphisme moins profonde. Tous les schistes cristallins sous-jacents aux micaschistes du « Groupe du Cap Nègre » se trouvent placés dans la zone de métamorphisme des Micaschistes supérieurs.

Les conséquences de la rétromorphose sont sensibles, ainsi que le laisse prévoir le tableau II, dans le « Groupe du Loli » et intenses dans le « Groupe des Berles » où l'hétérozonalité des deux métamorphismes successifs est maxima. Elles sont, pour la même raison, inexistantes dès le « Groupe du Cap Nègre » et dans les schistes cristallins sous-jacents.

Ces caractères ne sont pas particuliers au polymétamorphisme du massif des Maures; des constatations analogues ont été faites par R. Michel (1953) dans le massif du Grand-Paradis; par J. Cogne [17] en Bretagne.

Rappelons enfin qu'aucune cataclase n'accompagne les phénomènes de rétromorphose. Cette dernière que l'on peut qualifier de « statique » (par opposition à une rétromorphose dynamique — J. Cogne [17]) doit être liée aux phases successives d'un même cycle orogénique dont elle retrace les vicissitudes.

c) Age du Métamorphisme

Cette question est toujours bien délicate à préciser lorsqu'on ne dispose pas de repères stratigraphiques précis, ni, à leur défaut, de mesure d'âge absolu des séries métamorphiques.

Ce que l'on sait de façon certaine à l'issue de cette étude, c'est que le métamorphisme correspondant à un seul cycle orogénique est antérieur au Stéphanien.

Cependant, une imprécision demeure. En effet, les travaux concernant les massifs primaires français ont montré que l'évolution de la série métamorphique permettait de les grouper en trois catégories :

1°) La fosse géosynclinale a évolué jusqu'au cours du paléozoïque inférieur. Dans ce cas le métamorphisme est cadomien, taconique ou calédonien suivant les lieux (ex. : Auvergne, Vosges).

2°) La fosse géosynclinale s'est arrêtée de fonctionner à la fin du Dinantien; le métamorphisme est hercynien (ex. : Pyrénées, Roques M. et Thiébault J. [82].)

3°) La fosse silurienne, plissée et métamorphisée au paléozoïque inférieur, est encore active à l'époque hercynienne (rétromorphose et migmatisation); le métamorphisme calédonien est donc repris par le métamorphisme hercynien (ex. : Bretagne, Nord du Limousin).

Nous pouvons objecter de suite que le massif des Maures ne peut appartenir à la troisième catégorie. Par contre, on ne peut affirmer que le métamorphisme soit hercynien ou calédonien.

B. — Tectonique

J'ai attiré l'attention dans la partie historique de ce mémoire sur le nombre important de travaux qui ont eu pour objet la tectonique — tant hercynienne que pyrénéo-provençale — du massif des Maures. Mais ces publications sont relatives à des points particuliers qui ont, plus spécialement, attiré l'attention de leurs auteurs.

Mon but est de donner ici une synthèse sur l'ensemble de la tectonique du massif. Je mentionnerai les faits connus en les discutant, ou en les complétant, grâce à mes observations personnelles.

Le levé de terrain et la carte au 1/100.000e sur laquelle sont consignés ces résultats, montrent que plusieurs styles tectoniques superposés sont responsables des caractères de la géologie des Maures.

On distinque en effet :

— une tectonique souple,
— une tectonique cassante,
— des écaillages,
— des cisaillements.

La tectonique souple

Les schistes cristallins des Maures sont plissés isoclinalement. Le pendage est généralement très redressé ; la schistosité orientée vers le NW, dans l'ensemble des affleurements situés au Nord du parallèle de Bormes, devient SW (ou NE) dans la Presqu'île de Giens, de Bénat et dans les îles (Porquerolles, Port-Cros, Le Levant).

Cette disposition n'est pas, semble-t-il, en relation avec la tectonique récente, car, partout où celle-ci se manifeste, on constate des dislocations accompagnées de rejets plus ou moins importants, mais sans que l'orientation générale des compartiments disloqués ait été modifiée.

Par suite, l'axe des plis isoclinaux dessine une courbe dont la concavité, tournée vers l'Est, implique le caractère enveloppant des schistes cristallins les plus occidentaux. Ce détail n'a jamais retenu l'attention des auteurs ; il a pour conséquence de démontrer *l'ennoyage des Maures en direction de l'Ouest.*

L'extrémité occidentale de la colline du Fenouillet (quartier des Goys-Fourniers) où le pendage subhorizontal (fig. 3) est successivement dirigé vers le NW, W, SW, ne fait que confirmer l'observation précédente.

Des charnières anticlinales complexes apparaissent dans cet ensemble de plis.

Elles sont au nombre de trois dans la chaîne littorale. De l'Ouest vers l'Est, les groupes cristallophylliens qui les forment sont les suivants : les « gneiss de Bormes », les « amphibolites et leptynites de la Tuilerie » — dont les multiples plissotements (Pl. II, photo n° 4 et Pl. III, photo n° 5) soulignent la complexité de détail de la tectonique — les « micaschistes et leptynites de Croix-Valmer » ; et, immédiatement à l'Est de l'accident de Grimaud, les anatexites de la Presqu'île de Saint-Tropez.

Ailleurs, dans le massif, seule la charnière constituée par les gneiss de Bormes est bien individualisée. Les « amphibolites et leptynites de la Tuilerie » forment des affleurements étroits et répétés au milieu des faciès du groupe du Cap Nègre, qui suggèrent l'hypothèse de plissements très aigus dans cette partie du massif ; l'épaisseur exceptionnelle des gneiss du groupe du Cap Nègre, à l'Ouest de l'accident de Grimaud, trouverait également dans cette hypothèse une explication possible.

Enfin, cette tectonique souple est habituellement rapportée à une phase anté-stéphanienne, puisque le Bassin stéphanien de Plan-de-la-Tour a épousé son orientation.

A. Demay et P. Bordet lui ont fixé un âge hercynien qui demande à être vérifié par des mesures d'âge absolu.

La tectonique cassante

Le massif fortement plissé, et « induré » par migmatisation, a réagi vis-à-vis du paroxysme hercynien en se cassant.

Les accidents qui en résultent se groupent autour de deux directions principales : l'une Nord-Sud, qui est celle des accidents majeurs ; l'autre Est-Ouest, lui est postérieure — puisqu'elle la recoupe — et correspond à un épisode mineur de la tectonique hercynienne, car ses effets ont un caractère local.

Les conséquences de cette tectonique cassante ont été analysées avec beaucoup de détails par A. Demay [25] (accident de Grimaud - Moulins-de-Paillas) et P. Bordet [13] (en ce qui concerne le bassin carbonifère et le contact du massif et de la dépression permienne).

Mes conclusions personnelles sont les suivantes :

Les accidents Nord-Sud caractérisent l'orogénie hercynienne des phases *sudète* et *asturienne* de Stille.

Il me paraît difficile de préciser exactement — comme l'a fait P. Bordet (1) — ce qui revient à l'une ou à l'autre de ces phases majeures, mais on peut grouper un certain nombre de faits qui leur sont attribuables.

Ainsi, ces phases sont à l'origine des grandes zones d'écrasement de Grimaud - Moulin de Paillas, et de leurs duplicatures : vers l'Ouest (zone mylonitique et faille des Bas-Oliviers - Langastoua, accident de Lauturière de la Garde-Freinet, et de la région de Gassin - Croix-Valmer) ; et vers l'Est : mylonite du Cap Cartaya et de Bastide-Blanche.

L'injection du batholite granitique de Plan-de-la-Tour les a accompagnées et suivies. Au cours d'une période de dénudation, des fossés d'effondrement, situés sur l'emplacement des zones écrasées, se remplissaient de sédiments stéphaniens. Une réplique post-stéphanienne de même orientation que les précédentes a provoqué la compression des bassins houillers, et le rejeu des accidents précédents.

Avec le Permien (*phase saalienne et palatine*) les accidents changent de direction et deviennent Est-Ouest.

P. Bordet décompose en trois phases l'orogénie permienne et leur attribue successivement :

1) le tronçonnement des bassins stéphaniens par des accidents transversaux (granite des Figarets et granite de Plan-de-la-Tour touchés par cette tectonique) ;

2) l'affaissement des fossés dans lesquels s'accumulait le Permien ;

3) « une compression générale provoquant de nombreuses failles et des amorces de plissements ».

J'adopte parfaitement les conclusions de cet Auteur, mais j'attire l'attention sur les faits suivants :

Dès le Permien, le massif des Maures était déjà subdivisé en un certain nombre de compartiments, par des zones effondrés, orientées Ouest-Est. Au sein des ces dernières des sédiments permiens s'accumulaient, tandis que les bordures faillées qui le limitent, tant au sud de Vidauban que dans la région de Roquebrune, etaient déjà amorcées.

La tectonique « en écailles »

Je ne l'ai observée qu'en quelques points très précis. Elle a toujours un caractère local, et ne fait songer en aucune façon au style de « nappes ».

(1) P. Bordet [13], *op. cité.* p. 81.

Les régions où cette tectonique est visible, sont dans le massif : la région Sud des Mayons, entre le village et le Col de Fourche (côte 433) ; dans la région de Valcros, sur la ligne de crête des Mirabelets, à la ferme de Cavalière. Je citerai encore l'écaille de la Tourre, au contact de laquelle s'est introduit un filon de pegmatite d'origine métasomatique (fig. 46), et l'écaille de Chausse, au nord-ouest de Croix-Valmer.

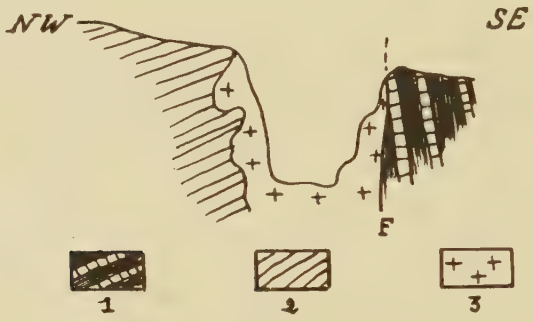


Fig. 46. — *Coupe géologique schématique de la Carrière de pegmatite de la Tourre* (Sud de la Garde -Freinet).
1. — Amphibolite du *Groupe de la Tuilerie* (Gassin).
2. — Micaschistes du *Groupe du Cap Nègre;*
3. — Pegmatite.

Dans tous ces cas, on constate que les schistes cristallins — à quelques groupes cristallophylliens qu'ils appartiennent — viennent buter sous un angle faible, contre une faille qui les limite vers l'Est ou le Sud-Est.

L'orientation de ces accidents est variable comme le montre la carte au 1/100.000° (hors texte) ; elle oscille depuis le Nord-Sud jusqu'à Nord-Est — Sud-Ouest. La plus grande distance sur laquelle ils ont été suivis est 5 km (région de la Cavalière).

Un contact par écaille peut être observé également à la limite du socle cristallin et du Permien au nord de Gonfaron ; je suis donc tentée d'attribuer à la phase permienne terminale, ces mouvements tangentiels toujours très limités.

Il convient de remarquer qu'une seule région fait exception. Il s'agit de la Presqu'île de Giens, où la tectonique rappelle étrangement celle de la Presqu'île de Sicié définie par Cl. Gouvernet [40]. Dans le quartier de la Madrague de Giens les phtanites se sont insinuées entre deux écailles (fig. 47), et les calcaires noirs du groupe des Maurettes, sous la poussée venant du Nord-Est, se montrent couchés à l'horizontale (Pointe du Chevalier ; Pl. II, photo n° 3).

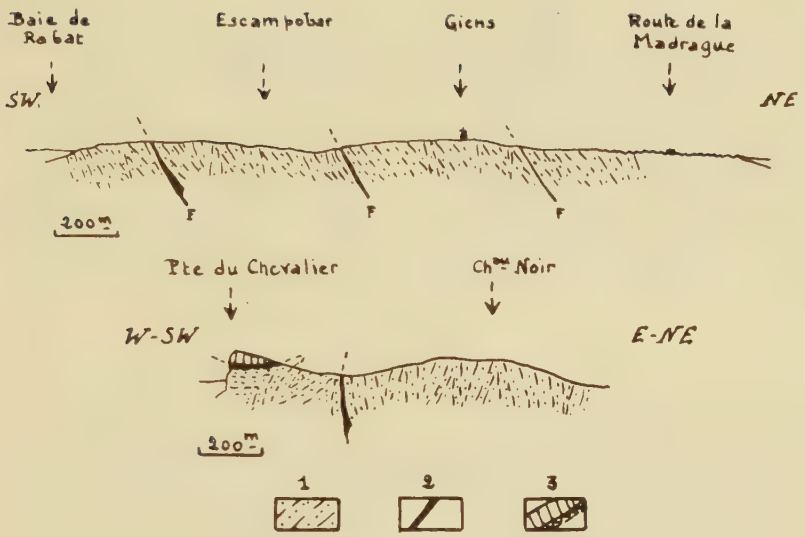


Fig. 47. — *Coupes géologiques dans la Presqu'île de Giens.*

1. — Quartzophyllades. } *Groupe du Fenouillet*
2. — Lydiennes. }
3. — Calcaire recristallisé et schistes gris de fer. *Groupe des Maurettes*

La tectonique pyrénéo-provençale, dont le rôle est prépondérant en Provence calcaire comme dans la région cristallophyllienne du Cap Sicié, joue un rôle secondaire dans le Massif des Maures, bien qu'elle soit responsable de certains caractères morphologiques actuels.

En effet, son rôle paraît se limiter au rejeu des accidents déjà amorcés par la tectonique permienne et hercynienne.

Un caractère qui paraît lui être propre est le « cisaillement » des compartiments effondrés au Permien qui a entraîné le rejet notable de part et d'autre des lèvres de l'accident.

Les plus importantes de ces dislocations reprises par les mouvements tertiaires sont ceux qui commandent les vallées Est-Ouest traversant le massif de part en part.

L'accident de Collobrières, de Pierrefeu jusqu'à Cogolin, est le plus long et le plus important : il commande le golfe de Saint-Tropez, disloque l'accident de Grimaud - Moulins de Paillas (rejet de 6 km environ) et se subdivise au Sud de Grimaud. Sa branche méridionale correspond au golfe tandis que sa branche septentrionale se poursuit jusqu'à la Nartelle, en passant par Saint-Pons-les-Mures - Guerrevielle et Sainte-Maxime. Tout au long de son trajet des embréchites sont mylonitisées.

La faille de la Molle est ramifiée dans la partie occidentale des Maures. En effet, les failles d'effondrement des bassins permiens des Borrels, du Viet, de l'Appié convergent vers elle.

Elle-même semble buter contre la faille de Collobrières, à l'extrémité du golfe de Saint-Tropez, ainsi d'ailleurs que l'accident de Saint-Tropez — Les Salins.

Le granite de Camarat qui est unanimement considéré comme d'âge pyrénéo-provençal, est, nous l'avons vu, antérieur à cette phase tectonique, puisqu'il a subi les rejeux de la zone mylonitique des Moulins de Paillas.

Conclusions

Le massif des Maures a profondément été marqué par les phases majeures hercyniennes et leurs répliques permiennes.

La tectonique est surtout caractérisée par son style souple auquel se sont superposés des mouvements cassants. Les déplacements tangentiels qui jouent un rôle si important au Cap Sicié se réduisent ici.

La tectonique pyrénéo-provençale a contribué à donner son modelé à la région en faisant rejouer les dislocations permiennes. Aussi le massif des Maures apparaît comme un pli de fond qui s'ennoie périclinalement en direction Ouest, tandis qu'au Nord et au Nord-Est il est limité par des failles.

CONCLUSIONS GENERALES

Résumons les principaux faits qui se dégagent de cette étude. Ils seront groupés aux points de vue de :

— l'évolution sédimentaire;
— l'évolution métamorphique;
— l'évolution tectonique.

EVOLUTION SEDIMENTAIRE

La série sédimentaire dont sont issus les schistes cristallins des Maures se révèle d'une continuité parfaite, et son caractère rythmique est très accentué.

Elle est constituée essentiellement par des alternances de pélites et de flysch gréso-argileux, seulement troublées par la présence occasionnelle de niveaux marno-calcaires et de minerai de fer qui accusent une bathymétrie localement faible. Les poussières volcaniques basiques que l'on trouve mêlées au flysch gréso-argileux prouvent que des phénomènes éruptifs existaient dans la fosse de sédimentation.

Celle-ci a fonctionné jusqu'au Silurien supérieur inclus (Gothlandien à Graptolites). Mais il n'est pas possible en l'état actuel des connaissances de préciser si le Dévonien a disparu par érosion, ou s'il ne s'est jamais déposé.

EVOLUTION METAMORPHIQUE

Le massif des Maures se compose de deux ensembles de terrains cristallophylliens : des *cetinites* qui appartiennent aux zones de métamorphisme des Micaschistes supérieurs et des Micaschistes inférieurs; des *migmatites*, embréchites, anatexites, granite d'anatexie.

L'étude pétrographique des groupes cristallophylliens a mis en évidence des phénomènes de *polymétamorphisme*, de *rétromorphose* et de *métasomatose*.

Le métamorphisme ancien a été précédé par une ébauche de plissement. Il a engendré des schistes cristallins appartenant surtout à la zone de métamorphisme des Micaschistes inférieurs, secondairement à celle des Micaschistes supérieurs.

La phase de rétromorphose qui l'a suivi n'est visible que dans les groupes cristallophylliens où l'hétérozonalité de ces deux métamorphismes successifs était importante, et lorsque le métamorphisme récent n'a pas entraîné la recristallisation complète de l'ancienne série cristallophyllienne. Dès lors, on peut l'observer seulement dans les faciès des groupes des Berles et du Loli.

Le groupe des Maurettes est seulement polymétamorphique, mais non rétromorphosé.

Le groupe du Fenouillet a toujours été, semble-t-il, le siège d'un métamorphisme faible; aucune trace de métamorphismes successifs ne peut y être décelée.

Il en est de même dès que l'on pénètre dans les faciès classiques du groupe du Cap Nègre et, à plus forte raison, dans les formations sous-jacentes. Mais ici, ce caractère est attribuable à la recristallisation, d'autant plus totale qu'il s'agit de séries plus profondément enfouies.

Le métamorphisme récent est le plus profond. A l'exception du groupe du Fenouillet, tous les groupes cristallophylliens appartiennent à la zone de métamorphisme des Micaschistes inférieurs. Le développement de phénoblastes basiques (chloritoïde, biotite, staurotide) obliques ou perpendiculaires au clivage de la roche est de règle dans les faciès des Groupes des Berles, du Loli et des Maurettes.

La métasomatose sodique et siliceuse n'a imprégné qu'un petit nombre de faciès des ectinites qu'elle a transformé en gneiss (gneiss de Bormes, gneiss de la Malière, gneiss et amphibolites de Collobrières).

Enfin, la migmatisation a envahi les schistes cristallins jusqu'à la zone des Micaschistes inférieurs. La position du front des migmatites est variable : il a atteint les gneiss du Groupe des micaschistes du Cap Nègre dans la région de Grimaud, et s'est maintenu dans les faciès du Groupe des amphibolites et leptynites de la Tuilerie — micaschistes et leptynites de Croix-Valmer, dans la chaîne côtière.

EVOLUTION TECTONIQUE

Les diverses phases de métamorphismes et la rétromorphose, les mouvements tectoniques, que ces phénomènes permettent de déceler, appartiennent à un même cycle orogénique anté-stéphanien (calédonien ou hercynien). Il ne peut être daté avec exactitude, faute de mesures d'âge absolu des séries cristallophylliennes.

Le paroxysme hercynien et ses répliques permiennes ont pro-

rondément sculpté le massif des Maures, au point de lui donner les grands traits de son architecture actuelle, qui est celle d'un *pli de fond*, fortement cassé par des accidents subverticaux et sensiblement perpendiculaires.

Quant à la tectonique pyrénéo-provençale, elle a provoqué le rejeu des accidents antérieurs, et « cisaillé » les compartiments effondrés entraînant des rejets notables, mais elle n'a que peu modifié la structure du massif.

Dès lors, son rôle secondaire dans le socle cristallin de l'ensemble provençal contraste avec l'importance que revêt la tectonique crétacée et tertiaire dans la couverture sédimentaire du pli de fond.

BIBLIOGRAPHIE

[1] Aicard P. (1953). — Le Précambrien du Togo et du Nord-Ouest du Dahomey. Thèse, Nancy.

[2] Arnal Fr. (1938). — Les sources ferrugineuses des Maures et leurs rapports avec les gisements métallifères du Massif. Thèse, Marseille.

[3] Asklund B. (1949). — Apatit järnmalmernas differenciation *geol. Fören. stockholm Förhdlg* 71, n° 1, 127-76, 21 fig.

[4] Barth T. W. (1948). — Oxygen in Rocks : a basis for petrographie calculations. *Journ. géol.*, vol. 65, p. 50-60.

[5] Barth T. W. (1955). — Presentation of rock analyses. *J. Géol. U.S.A.* 63, n° 4, 348-63 bibl.

[6] Bertrand L. (1911). — Révision de la feuille de Draguignan. *Bull. Carte géol. Fr.*, t. XXI, p. 100.

[7] Bertrand L. (1919). — Observations à propos des Maures. *C. R. Som. Soc. G. F.*, p. 61-62.

[8] Bertrand L. (1887). — Carte géologique détaillée, Feuille Toulon au 1/80 000e.

[9] Bertrand L. (1897). — La Basse-Provence. *Ann. de Géographie*, t. VI, p. 212.

[10] Boineau R., Nicaise J. (1950). — Les schistes cristallins du Plateau d'Aigurande, au sud de la Chatre et de Chateaumeillant, t. 16, fasc. 1, 2, 3, 4.

[11] Bordet P. (1947). — Sur les phases tectoniques de l'Estérel. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXV, p. 1345.

[12] Bordet P. (1948). — Rapport entre le Massif cristallin des Maures et celui de Tanneron (Var). *C. R. Som. Soc. G. F.*, p. 106.

[13] Bordet P. (1951). — Etude géologique et pétrographique de l'Estérel. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*

[14] Bordet P. (1956). — Répétitions isoclinales et granitisation dans deux séries cristallophylliennes anciennes (Alpes françaises et Maures). *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXLII, p. 387-390.

[15] Campbell Smith (1956). — A review of some problems of african carbonatites. *Quat. Journ. Géol. Soc. London*, 112, p. 189-219.

[16] Chardonnet J. (1952). — Les Massifs anciens provençaux; Etude morphologique. *Paris, Imp. Inst. Géogr.*, 29 p., 3 depl. h.-t.

[17] Cogne J. (1957). — Schistes cristallins et granite de Bretagne méridionale. Le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. Thèse. Strasbourg.

[18] Coquand (1850). — Description des terrains primaires et ignés du département du Var. *Mem. Soc. Géol. Fr.* (2), t. III.

[19] Corai M. (1951). — Pétrological studies on plagioclases twins. *Amer. Mineralogist*, t. 36, n° 11, 12, 884-901.

[20] Corin F. (1932). — A propos du boudinage en Ardennes. *Bull. Soc. Belg. Géol.*, t. 42.
[21] Corroy G. (1935). — L'enracinement des Massifs hercyniens des environs de Toulon. *C. R. Ac. Sc.*, t. CC, p. 1963.
[22] Corroy G. (1936). — L'enracinement du Massif hercynien de Lamalgue près de Toulon (Var). *C. R. Som. Soc. G. F.*, p. 273.
[23] De Beaumont E. et Dufrenoy (1841). — Explication de la carte géologique. Paris.
[24] Demay A. (1926). — Sur la tectonique hercynienne des Maures. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXII, p. 402.
[25] Demay A. (1926). — Sur la tectonique hercynienne des Maures. *C. R. Som. Soc. G. F.*, p. 63.
[26] Demay A. (1927). — Nappes hercyniennes et plis de fond pyrénéens du Massif des Maures. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXIV, p. 1075.
[27] Demay A. (1927). — La zone mylonitique de Grimaud et la tectonique du Massif des Maures. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. XXVIII p. 279.
[28] Demay A. (1932). — A propos d'une note sur le Massif des Maures. *C. R. Som. Soc. G. F.*, p. 191.
[29] Demay A. (1946). — Titres et Travaux. Paris.
[30] Demay A. (1948). — Analyse stratigraphique structurale du cristallophyllien. *Intern. Géol. Cong. Abst. G. B.*, 18, 86.
[31] Dieulafait L. (1871). — Analyse sommaire des travaux exécutés pour servir de base à la Carte Géologique et à la Description scientifique du département du Var. Toulon.
[32] Doublier et Pannecorse F. (1853). — Podrome d'histoire naturelle du département du Var. Première partie : Minéralogie et Géologie. Draguignan.
[33] Eskola P. (1954). — A proposal for the presentation of rocks analyses in ionic percentage. *Ann. Ac. Sc. Finnicae*, sér. A., geol. n° 38.
[34] Fallot P. (1944). — Tectonique hercynienne et tectonique alpine. *C. R. Som. Soc. G. F.*, p. 69.
[35] Fischesser R. (1955). — Données des principales espèces minérales. J. et R. Sennac édit.
[36] Foncin P. (1910). — Les Maures et l'Estérel. Paris.
[37] Goguel J. (1954). — A propos de la composition des amphibolites. *C. R. Som. Soc. G. F.*, p. 71.
[38] Gouvernet Cl. (1952). — La série paléozoïque du Cap Sicié et de la région de Six-Fours (Var). *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXXIV, p. 228.
[39] Gouvernet Cl. (1953). — Tectonique des Massifs hercyniens de la région de Toulon (Var). Congrès Géol. Int., Alger, 1952. Section III, fasc. III, p. 27.
[40] Gouvernet Cl. (1955). — Structure de la région toulonnaise. Thèse, Paris.
[41] Gueirard S. (1952). — Stratigraphie du Massif hercynien du Fenouillet près Hyères (Var). *C. R. Som. Soc. G. F.*, p. 184.
[42] Gueirard S. (1956). — La serpentine de la Carrade près Cavalaire (Var). *Trav. Lab. Géol. Marseille*, t. V, pp. 85-101.
[43] Harker (1932). — Metamorphism. London. Mathuen and. Cie.
[44] Jeremine E., Pruvost P. (1955). — Observations géologiques sur la région de Rostrenen. *Bull. Serv. Carte Géol.* Fr 53, n° 243, 1-32.

[45] Jung J. (1953). — Zonéographie et âge des formations cristallophylliennes des Massifs hercyniens français. — *Bull. Soc. Géol. Fr.* (6), t. III, pp. 329-343.

[46] Jung J. (1955). — Un nouveau type de diagramme pour la représentation des caractères chimiques des associations régionales de laves. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXL, p. 799.

[47] Jung J., Roques M. (1936). — Les zones d'isométamorphisme dans le terrain cristallophyllien du Massif Central français. *Rev. Sc. Nat. Auvergne*, t. I, fasc. 4.

[48] Jung J., Roques M. (1938). — Les schistes cristallins du Massif Central. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 197, pp. 120-148.

[49] Jung J., Roques M. (1952). — Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 235, 62 p.

[50] Krokstrom T. (1946). — Feldspathisation and Boudinage in a quartzite Boulder from Västervik area. *Bull. Géol. Inst. Uppsala*, XXXI, pp. 389-993.

[51] Lacroix A. (1886). — Propriétés optiques de la Grunérite de Collobrières (Var). *Bull. Soc. Fr. Min.*, t. 9, pp. 40-41.

[52] Lacroix A. (1900). — Sur une roche à Fayalite. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXXX, p. 1778-1780.

[53] Lacroix A. (1917). — Sur un nouveau type ferrifère de schistes cristallins (Collobriérite), *Bull. Soc. Fr. Min.*, t. 40, pp. 62-69.

[54] Lapadu-Hargues P. (1955). — Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes. *B.S.G.F.* (5), XV, pp. 255-310.

[55] Lapadu-Hargues P. (1949). — Contribution au problème de l'apport dans le métamorphisme. *B.S.G.F.* (5), XIX, pp. 89-109.

[56] Lapadu-Hargues P. (1952). — Considérations sur l'origine des amphibolites. *C. R. Ac. Sc.*, t. 234, p. 352.

[57] Lapadu-Hargues P. (1953). — Sur la composition chimique moyenne des amphibolites, *B.S.G.F.*, (6), III, pp. 153-173.

[58] Laubart J. M. (1953). — Principaux types de structure des schistes cristallins. *Rev. Sc. Nat. Auvergne*, 19, n° 3-4-5, 48 fig. bibl.

[59] Lexique stratigraphique international (1956). — Antécambrien - Paléozoïque inférieur. Europe, fasc. $4a_1$.

[60] Lutaud L. (1924). — Etude tectonique et morphologique de la Provence cristalline, *Revue de géographie*, t. XII.

[61] Lutaud L. (1924). — Au sujet d'une tectonique sur la Provence cristalline, *C. R. Som. Soc. G. Fr.*, p. 151.

[62] Mercey N. de (1866). — Sur la division de la formation cristalline sur la bande occidentale des Maures. *L'Institut*, 1re Sec., *Sc. math. phys. et nat.*, n° 1708, p. 1.

[63] Michel-Lévy Alb. (1908). — Révision de la feuille Toulon au 1/80.000e. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XVIII, n° 119, p. 170.

[64] Michel-Lévy Alb. (1909). — Id., *ibid.*, t. XX, n° 126, p. 186.

[65] Michel-Lévy Alb. (1913). — Id., *ibid.*, t. XXII, n° 133, p. 194.

[66] Michel-Lévy Alb. (1913). — Sur l'âge du Granite du Plan de la Tour dans les Maures, et sur les hypothèses de J. Kœnigsberg à son sujet. *C. R. Som. Soc. G. Fr.*, p. 135.

[67] Michel-Lévy Alb. (1926). — Broyages et mylonites postérieures au Stéphanien dans le Massif cristallin des Maures. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXII, p. 529.

[68] Michel R. (1949). — Micaschistes albitisés dans les schistes lustrés de la Haute-Maurienne. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXVIII, pp. 1875-1879.
[69] Michel R. (1953). — Les schistes cristallins du Massif du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). *Sciences de la Terre*, t. 1, n° 3-4, Nancy.
[70] Michot J. (1954-55). — Genèse du chloritoïde en milieu statique. *Soc. Géol. Belg. Mém.*, 78, n° 1, 54 p.
[71] Parent H. (1932). — Le terrain houiller à Collobrières et aux environs d'Hyères. *C. R. Som. Soc. G. Fr.*, p. 159.
[72] Pecora W. T. (1956). — Carbonatites : a review. *Bull. Géol. Soc. Amer.*, pp. 1537-1556.
[73] Perrin R., Roubault M. (1939). — Le Granite et les réactions à l'état solide. *Bull. Serv. Carte Géol. Alg.*, 5e série, Pétrographie, n° 4.
[74] Peterlongo J. (1955). — Etude des phénomènes métasomatiques dans les amphibolites des Monts du Lyonnais. *B.S.G.F.* (6), V, pp. 361-374.
[75] Pfender J. (1923). — Sur l'existence de phtanites à Radiolaires dans les phyllades de la région Toulonnaise. *C. R. Som. Soc. G. F.*, p. 130.
[76] Pruvost P. (1951). — L'Infracambrien. *Bull. Soc. Géol. Belg.*, t. 60, p. 143.
[77] Ramberg H. (1955). — Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures. *The Journal of Geology*, vol. 63, n° 6, pp. 512-526.
[78] Ravier J. (1950). — Les schistes cristallins de la Haute Vallée de la Dordogne. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XLVIII, n° 231, pp. 99-124.
[79] Reynolds D. (1947). — The granite Controversy. *Géol. Mag.*, vol. LXXXIV, pp. 209-223.
[80] Roques M. (1941). — Les schistes cristallins de la partie Sud-Ouest du Massif Central français. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*
[81] Roques M. (1955). — Etude quantitative des myrmékites. *Sciences de la Terre* (numéro hors série), pp. 189-195.
[82] Roques M., Thiébault J. (1957). — Sur l'âge absolu des migmatites du Massif du Saint-Barthélémy dans les Pyrénées ariégeoises. *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXLIV, p. 1229.
[83] Roques R. (1947). — Gisements du Massif des Maures. *Houille, Minerais et Pétrole*, n° 1, p. 4.
[84] Saussure H. B. de (1787-1796). — Voyage dans les Alpes. t. V, chap. xxiii-xxiv; t. VI, chap. xxv-xxviii.
[85] Schœller H. (1926). — Sur la tectonique du Massif des Maures. *C. R. Som. Soc. G. Fr.*, p. 23.
[86] Schœller H. (1931). — Notice explicative de la feuille Hyères au 1/50.000e.
[87] Schœller H. (1931). — Quelques documents relatifs aux environs de Cogolin (Massif des Maures). *C. R. Som. Soc. G. F.*, p. 12.
[88] Schœller H. (1932). — Notice explicative de la feuille Porquerolles au 1/50.000e.
[89] Schœller H. (1938). — Sur la présence de Graptolites dans les schistes métamorphiques du Massif des Maures. *C. R. Som. Soc. G. F.*, p. 147.

[90] Shuaib S. M. (1953). — Etude géologique de la partie méridionale des Cévennes (Massif Central français). *Trav. Lab. Géol. Min. Clermont,* n° 1.

[91] Shuaib S. M. (1955). — Conglomérate (Augen) gneiss of central France. Its mode of formation and retrogressive metamorphism. *Quart J. Géol. min. métallurg.,* n° 27, n° 1, 29-33.

[92] Thiébaut J. (1951). — Etude géologique des terrains métamorphiques de la Grande Kabylie. *Bull. Serv. Carte Géol. Alg.,* 5e Série, Pétrographie, n° 6.

[93] Troger W. E. (1952). — Tabellen sur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart.

[94] Turner F. J. (1948). — Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. *The géol. Soc. Amér.,* New-York. Mém. n° 30, 342 p. (Traduction française par Guigues J. et Laplaine, *Bull. géol. Serv. Mines,* Tananarive, 1949).

[95] Turner et Verhoogen (1951). — Igneous and metamorphic Petrology, McGraw-Hill, New-York, 600 p.

[96] Tyler S. A. (1949). — Development of Lake superior solf iron ores from metamorphosed iron formation. *Bull. géol. Soc. Amer.,* 60, n° 7, pp. 1107-24.

[97] Vasseur G., Fournier M. (1896). — Preuve de l'extension sous-marine du Massif ancien des Maures et de l'Estérel. *C. R. Ac. Sc.,* t. CXXII, p. 209.

[98] Villeneuve de Flayosc H. (1856). — Decription minéralogique et géologique du Var. Paris.

[99] Wallerant F. (1889). — Etude géologique de la région des Maures et de l'Estérel. Thèse, Rennes.

[100] Wilson G. (1933). — On the tertiary Tectonics of the eastern Maures (Var). *Rev. géogr. physique et géol. Dynamique,* t. VI, p. 43.

[101] Zurcher Ph. (1891). — Notice explicative de la feuille. Draguignan au 1/80.000e.

[102] Zurcher Ph. (1898). — Stratigraphie du Permien dans la région des Maures et de l'Estérel. *B.S.G.F.* (3), t. XXVI, p. 426.

[103] Zurcher Ph. (1919). — L'histoire de la chaîne des Maures. *C. R. Som. Soc. G. F.,* pp. 58-61.

CARTES UTILISEES

Cartes topographiques

1/50.000e : Feuilles : Toulon, Hyères, Draguignan, Porquerolles.

1/20.000e : Feuilles : Porquerolles, Port-Cros, Ile du Levant, Toulon, Hyères, Cap Lardier, Collobrières, Saint-Tropez, Draguignan, Fréjus.

Cartes géologiques

1/320.000e : Feuille : n° 31 : Marseille; n° 32 : Antibes.

1/80.000e : Feuille : n° 236 : Draguignan, par Ph. Zurcher (1891).

Feuille : n° 237 : Antibes, 2e éd., par E. Haug, Alb. Michel-Lévy, A. Lanquine (1914).

Feuille : n° 248 : Toulon, 1re édit. par M. Bertrand (1887), Toulon, 2e édit. par L. Lutaud, A. Lanquine, H. Schœller (1951).

1/50.000e : Feuille Toulon par E. Haug (1924).
Feuille Hyères par H. Schœller et L. Lutaud (1931).
Feuille Porquerolles par H. Schœller (1932).

Photographie n° 1

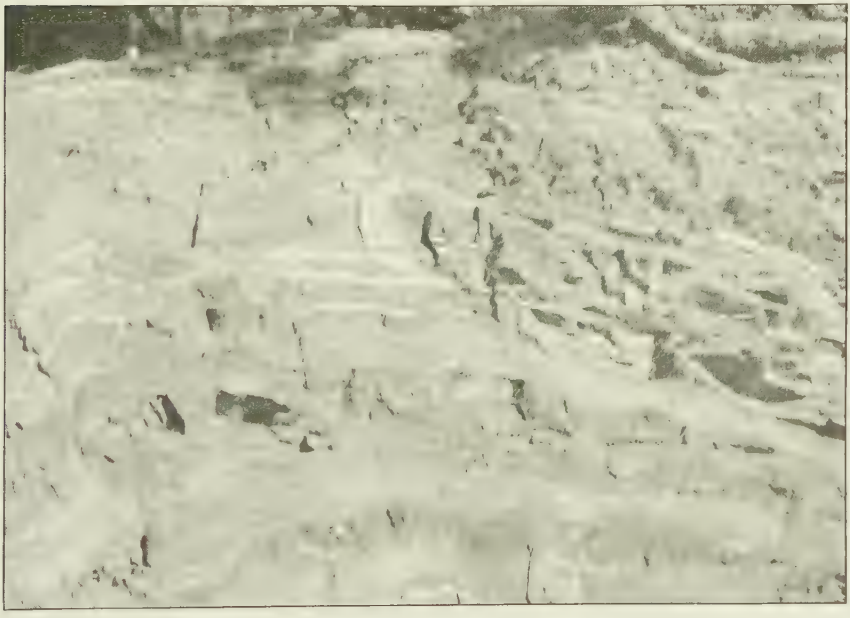
Quartzite feuilleté
et plissés du Château d'Hyères.

Photographie n° 2

Gneiss à calcite de Collobrières (Collobrières)
Le « gneiss » de teinte sombre, est lardé de veines de calcite blanches ou roses.

Photographie n° 3

Les quartzophyllades et calcaires recristallisés
de la Pointe du Chevalier (partie occidentale de la Presqu'île de Giens) affleurent avec un pendage subhorizontal.



Photographie n° 4

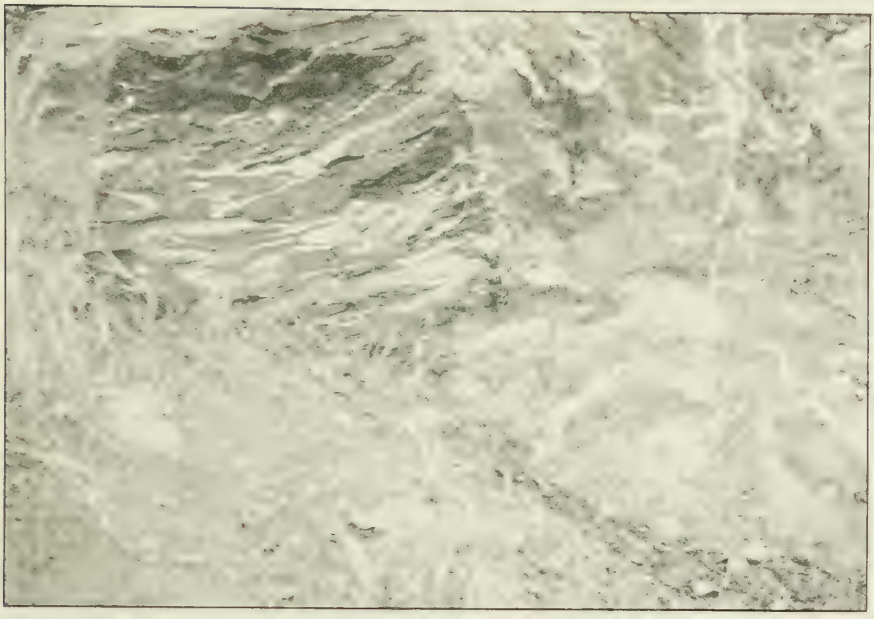
Amphibolite de la Tuilerie
(station de Gassin).

Photographie n° 5

Micaschistes et leptynites de Croix-Valmer,
montrant de nombreux plissements de détail (talus de la route D. 93).

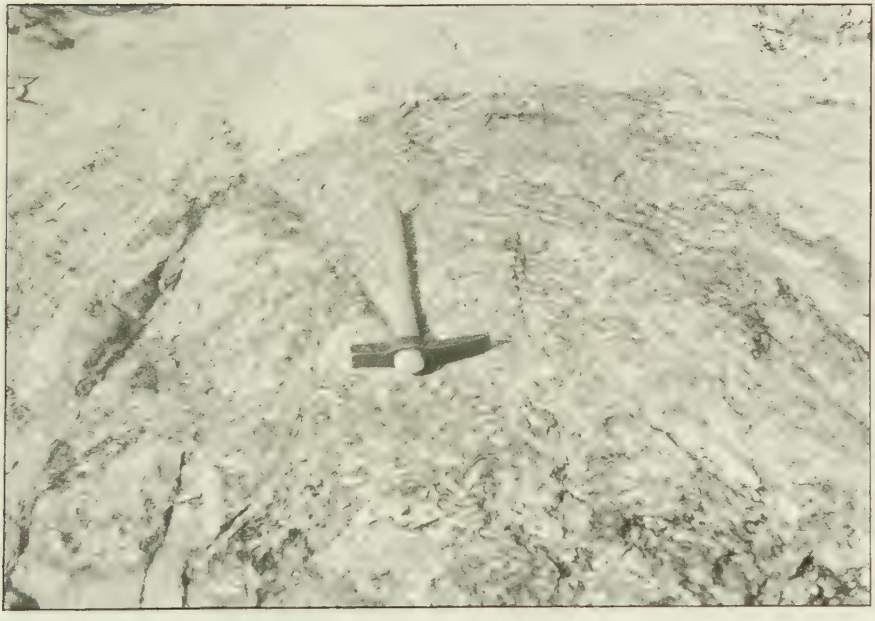
Photographie n° 6

Micaschistes et leptynites de Croix-Valmer,
dans une région faillée (talus de la route D. 93).



Photographie n° 7

Les « gneiss de Collobrières »
dans la carrière située à la sortie Est du village.



Photographie n° 8

Embréchites œillées
de la carrière de Pampelonne (Presqu'île de Saint-Tropez).

TABLE DES FIGURES

Pages

Fig. 1. — Les Maures dans l'ensemble du Sud-Est de la France 4

Fig. 2. — Schéma géographique et géologique de la Provence cristalline, d'après la carte au 1/320 000e, partiellement modifiée 12

Fig. 3. — Coupe géologique de la partie occidentale de la Colline du Fénouillet 14

Fig. 4. — Coupe géologique du vallon de la Bayorre (NW d'Hyères) 16

Fig. 5. — Coupe géologique de La Londe-les-Maures à la Pointe de Camarat 19

Fig. 6. — Coupe géologique de la région de Collobrières à la Chartreuse de la Verne 26

Fig. 7. — Coupe géologique du vallon de Saint-Daumas à Sainte-Maxime par la Garde-Freinet 30

Fig. 8. — Micrographie de quartzophyllade du château d'Hyères 39

Fig. 9. — Micrographie de quartzite feuilleté d'Hyères ... 41

Fig. 10. — Micrographie de quartzite massif de la Croix du Fenouillet 42

Fig. 11. — Micrographie de schiste à chloritoïde du vallon de la Bayorre (Ouest d'Hyères) 47

Fig. 12. — Micrographie de calcaire recristallisé du Col du Fenouillet 50

Fig. 13. — Micrographie d'amphibolite des Maurettes (Hyères) 51

Fig. 14. — Micrographies de micaschiste (A) et de quartzite gréseux (B) du ravin de Blavier 56

Fig. 15. — Micrographie de schiste gris de fer du vallon des Berles 63

Fig. 16. — Micrographie de « micaschiste bicolore » du vallon de Valcros 63

Fig. 17.— Micrographie de gneiss micaschisteux du vallon de Valcros 71

Fig. 18.— Carte au 1/20 000e montrant la répartition des faciès « gneiss à calcite » et amphibolite de Collo-

Pages

brières dans le quartier des Maurets (N. E. de Collobrières) 75

Fig. 19. — Micrographies d'amphibolite de Collobrières (entrée de la Piste forestière n° 17) 77

Fig. 20. — Cristaux d'apatite dans les « gneiss de Collobrières » 78

Fig. 21. — Micrographie d'amphibolite grenue de Collobrières (Carrière sous la Vieille Eglise) 79

Fig. 22. — Micrographie de « gneiss à calcite » de Collobrières (Carrière sous la Vieille Eglise) 79

Fig. 23. — Micrographie montrant le caractère corrosif et envahissant du feldspath potassique, dans les « gneiss à calcite » de Collobrières 80

Fig. 24. — Détail de structure de la calcite dans les « gneiss de Collobrières » 81

Fig. 25. — Coupe géologique schématique de l'affleurement de Collobrièrite du vallon de Vaubarnier 87

Fig. 26. — Micrographie de collobrièrite du vallon de Vaubarnier 89

Fig. 27. — Micrographie de collobrièrite altérée du vallon de Vaubarnier 89

Fig. 28. — Micrographie de collobrièrite du vallon de Vaubarnier; faciès très riche en magnétite montrant des résidus de structure oolitique 92

Fig. 29. — Micrographie de micaschiste feldspathique, au voisinage de la collobrièrite du vallon de Vaubarnier. 92

Fig. 30. — Macrographie du « gneiss de Bormes » 98

Fig. 31. — Micrographie d'amygdale quartzofeldspathique du « gneiss de Bormes » 101

Fig. 32. — Détail de structure d'une amygdale quartzofelspathique du « gneiss de Bormes » 102

Fig. 33. — Détail de structure du « gneiss de Bormes » entre les amygdales quartzofeldspathiques 104

Fig. 34. — A) Micrographie de quartzite feldspathique du vallon de Valcros. B) Détail de structure du quartzite feldspathique du vallon de Valcros 106

Fig. 35. — Micrographie de « gneiss œillé » de Bormes 108

Fig. 36. — « Gneiss de Bormes » plissés de Tournavelle (Sud-Est des Arcs) 111

Fig. 37. — Micrographie de micaschiste feldspathique du Cap Nègre 120

Pages

Fig. 38. — Micrographie de micaschiste feldspathique à « faciès épibolite » (Piste forestière de la Garde Freinet au vallon des Mines) 124
Fig. 39. — Micrographie d'anatexite de la citadelle de Saint-Tropez 140
Fig. 40. — Micrographie du granite d'anatexie de Ramatuelle. 140
Fig. 41. — Micrographie d'embréchite du Cap Pinet 141
Fig. 42. — Boule mélanocrate dans les anatexites de la Villa Belle-Vue (Sud de Saint-Tropez) 144
Fig. 43. — Micrographie de granite de Plan de la Tour. Carrière à 1 km du village sur la route du Col du Vignon 148
Fig. 44. — Microgranite de granite à muscovite de Camarat (Pointe de Camarat) 152
Fig. 45. — Micrographie de granite à cordiérite et grenat de Barral 153
Fig. 46. — Coupe géologique schématique de la Carrière de pegmatite de la Tourre (Sud de la Garde-Freinet). 172
Fig. 47. — Coupes géologiques dans la Presqu'île de Giens . 173

PLANCHES HORS-TEXTE

Planche I :

Photographie n° 1 : Quartzite feuilleté et plissé du Château d'Hyères.

Photographie n° 2 : Gneiss à calcite de Collobrières (Collobrières).

Planche II :

Photographie n° 3 : Les quartzophyllades et calcaires recristallisés de la Pointe du Chevalier (Partie occidentale de la Presqu'île de Giens).

Photographie n° 4 : Amphibolite de la Tuilerie (Station de Gassin).

Planche III :

Photographie n° 5 : Micaschistes et leptynites de Croix-Valmer.

Photographie n° 6 : Micaschistes et leptynites de Croix-Valmer, dans une région faillée.

Planche IV :

Photographie n° 7 : Les « gneiss de Collobrières », dans la carrière située à la sortie Est du village.

Photographie n° 8 *;* Embréchites œillées de la carrière de Pampelonne (Presqu'île de Saint-Tropez).

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION 3

I. — Aperçu géographique 3

II. — Historique 5

III. — But du travail : ses méthodes, ses limites 8

Plan 9

Première partie

LES GRANDS ENSEMBLES GEOLOGIQUES 11

I. — Coupes dans le Massif du Fenouillet 13

a) Coupe de la partie occidentale de la colline du Fenouillet 13

b) Coupe du vallon de la Bayorre (nord-ouest d'Hyères) 15

II. — Coupe de la Londe-les-Maures a la Pointe de Camarat 20

III. — Coupe de la région de Collobrières a la Chartreuse-de-la-Verne 25

IV. — Coupe du vallon de Saint-Daumas a Sainte-Maxime par la Garde-Freinet 29

V. — Les problèmes posés 36

Deuxième partie

A. — LES SERIES CRISTALLOPHYLLIENNES DU MASSIF DES MAURES 37

I. — Groupe des Quartzophyllades et quartzites du Fenouillet 37

1° *Extension du groupe du Fenouillet* 38

2° *Les faciès* 38

a) Faciès dominants 38

b) Faciès secondaires 39

3° *Pétrographie* 39
a) Faciès dominants 39
— les quartzophyllades 39
— les quartzites feuilletés 41
— les quartzites massifs 43
b) Faciès secondaires 43
— les schistes ampéliteux 43
— les phtanites 43
4° *Caractères du sédiment originel* 44
Conclusions 45

II. — Groupe des schistes a chloritoïde des Maurettes 45
Introduction 45
1° *Extension du groupe des Maurettes* 45
2° *Les faciès* 45
a) Le faciès dominant 45
b) Les faciès associés 46
c) Faciès accidentel 46
3° *Pétrographie* 47
a) Faciès dominant 47
— les schistes à chloritoïde 47
b) Faciès associés 49
— schistes à limonite 49
— calcaires recristallisés 49
— calcschistes 50
c) Faciès accidentel 50
— les amphibolites 50
4° *Caractères du sédiment originel* 51
Conclusions 52

III. — Groupe des schistes et quartzites du Loli 53
Introduction 53
1° *Extension géographique* 53
2° *Les faciès* 53
a) Faciès type 53
b) « Faciès variantes » 54
3° *Pétrographie* 55
a) Le faciès type de la colline du Loli 55
b) « Faciès variantes » 56
— du ravin de Blavier 56
— du Col de Fourche 57
— du vallon de Baudisson 58
4° *Zonéographie* 58
5° *Caractères du sédiment originel* 58
Conclusions 58

IV. — Groupes des Micaschistes des Berles 60
Introduction 60
Les Micaschistes des Berles
1° *Le faciès dominant et ses variantes* 60
2° *Extension géographique* 61
3° *Pétrographie* 62
— Affleurements du vallon des Berles 62
— Affleurements de la Verrerie 64
4° *Zonéographie* 67
5° *Etude chimique* 68
6° *Caractères du sédiment originel* 69
Résumé 69
Les faciès associés aux micaschistes du groupe des Berles
α) Gneiss de la Malière 70
a) Gneiss massifs 70
b) Gneiss micaschisteux 71
β) Les amphibolites et gneiss de Collobrières 72
Introduction 72
1° *Les faciès* 72
a) Le faciès amphibolite 73
b) Le faciès gneiss à calcite 73
2° *Extension* 74
a) Extension des faciès dans un gisement donné 74
b) Extension géographique 74
3° *Pétrographie* 76
a) Le faciès amphibolite 76
b) Le faciès amphibolite à biotite 76
c) Le faciès amphibolite grenue 77
d) Le gneiss à calcite 79
4° *Caractères du sédiment originel et zonéographie* 85
γ) La Collobriérite 86
Introduction 86
1° *Conditions de gisement* 87
2° *Les faciès* 88
3° *Pétrographie* 89
4° *Origine de la Collobriérite* 93
Résumé 94
Conclusions à l'étude du groupe des Micaschistes des Berles 94

V. — Groupe des Gneiss de Bormes 96
Introduction 96
1° *Extension géographique et morphologique* .. 96
2° *Les faciès* 97
a) Le faciès type à Bormes 97
b) Les faciès complémentaires 98
— dans la chaîne littorale 98
— dans la chaîne intérieure 99
— dans la chaîne septentrionale 100
3° *Pétrographie* 100
a) Le faciès type 100
b) Les faciès complémentaires 105
— dans la chaîne littorale 105
— dans la chaîne intérieure 109
— dans la chaîne septentrionale 109
4° *Genèse du gneiss de Bormes* 109
5° *Etude chimique* 112
6° *Caractères du sédiment originel* 113
7° *Le problème des gneiss de Bormes* 114
Conclusions 115

VI. — Groupe des Micaschistes du Cap Nègre 116
Introduction 116
1° *Les faciès* 116
a) Le faciès type 116
— micaschiste feldspathique à minéraux 116
b) Les « faciès variantes » 117
— micaschistes à grenat 117
— micaschiste feldspathique à faciès « épibolite » 117
— les micaschistes à gneiss dominants 118
2° *Extension* 118
3° *Pétrographie* 119
a) Le faciès type 119
— micaschistes feldspathiques à minéraux 119
b) Les « faciès variantes » 123
— les micaschistes à grenat 123
— les micaschistes feldspathiques à faciès « épibolite » 123
— les micaschistes à gneiss dominants 123
4° *Caractères du sédiment originel* 126
5° *Zonéographie* 126
Conclusions 127

VII. — Groupe des Amphibolites et leptynites de la Tuilerie (Gassin) des Micaschistes et leptynites de Croix-Valmer 128

Introduction 128

1° *Les faciès* 128

— les amphibolites de la Tuilerie 128

— les micaschistes et leptynites de Croix-Valmer 129

2° *Extension* 129

3° *Pétrographie* 130

— les amphibolites de la Tuilerie 130

— les micaschistes et leptynites de Croix-Valmer 131

4° *Etude chimique* 131

5° *Caractère du sédiment originel et zonéographie* 133

Conclusions 134

VIII. — Groupe des Migmatites de la Presqu'île de Saint-Tropez de Sainte-Maxime et de Roquebrune-sur-Argens 135

Introduction 135

1° *Les faciès* 135

a) Faciès type 135

— anatexites et granite d'anatexie .. 136

— embréchites 136

b) Faciès secondaires 137

2° *Extension* 138

3° *Pétrographie* 138

— anatexites de la Citadelle de Saint-Tropez 138

— granite d'anatexie 139

— embréchites litées du Cap Pinet.... 139

— embréchites œillées de la carrière de 141

Pampelonne 142

— les boules mélanocrates dans les migmatites 143

4° *Le « front des migmatites »* 145

Conclusions 146

IX. — Les roches intrusives du Massif des Maures et les Mylonites 147

Introduction 147

1° *Le granite de Plan-de-la-Tour* 147

2° *Le granite des Figarets* 150

3° *Le granite à muscovite de Camarat* 150
4° *Le granite de Barral* 152
5° *Le granite du Moulin Blanc* 154
6° *La péridotite à diopside, serpentinisée, de la Carrade* 155
7° *La mylonite du Mas Cigaro* 156

B. — LES TERRAINS SEDIMENTAIRES (HOUILLER-PERMIEN). LES FORMATIONS ERUPTIVES POST-CARBONIFERES 157

I. — Les terrains sédimentaires 157
a) Le Carbonifère de Plan-de-la-Tour 157
b) Le Permien 158
II. — Les formations éruptives post-carbonifères 159
a) Le basalte de Maravielle 159
b) La pyroméride de Biscarlot 160
c) La dolérite de Plan-de-la-Tour 160

Troisième partie

HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA REGION ETUDIEE .. 163

A. — CARACTERES DE LA SEDIMENTATION ET DU METAMORPHISME 163

1° *La sédimentation* 163
2° *Le métamorphisme* 165
a) Le métamorphisme récent 165
b) La zonéographie ancienne et rétromorphose 167
c) Age du métamorphisme 168

B. — TECTONIQUE 169

CONCLUSIONS GENERALES .....
— Evolution sédimentaire 175
— Evolution métamorphique 175
— Evolution tectonique 176

BIBLIOGRAPHIE 179

Vu et approuvé,

Le Doyen de la Faculté
des Sciences de Marseille,

P. Choux

Vu et permis d'imprimer

Aix, le 20 décembre 1957

Le Recteur de l'Académie
d'Aix-Marseille

P. Blache

IMPRIMERIE LOUIS-JEAN - GAP
Dépot légal : 67 — 1960

ECTINITES

ECTINITES MÉTASOMATIQUES

- Schistes à Graptolites
- Quartzophyllades
- Quartzites
- Phtanites

Groupe du Fenouillet - Giens

- Phyllades à chloritoïde
- Calcschistes - calcaires

Groupe des Maurettes

- Schistes et Quartzites gréseux
- Quartzites

Groupe du Loli

- Micaschistes
- Gneiss de la Malière

Groupe des Berles

- Quartzites graphiteux
- Collobrierite
- Amphibolite - Gneiss à calcite

Groupe des Berles

- "Gneiss de Bormes"
- "Gneiss œillés"

Groupe de Bormes

- Micaschistes à 2 micas (minéraux)
- Gneiss (surtout riches en biotite)
- Serpentine

Groupe de Cap Nègre

- Amphibolites et leptynites — Groupe de la Tuilerie
- Micaschistes et Leptynites — Groupe de Croix-Valmer

MIGMATITES — ROCHES INTRUSIVES ET EFFUSIVES

- Gneiss embréchitiques
- Embréchites
- Embréchites œillées
- Anatexites
- Granite intrusif
- Granite à cordierite (orienté)
- Granite à muscovite
- Microgranite et rhyolite carbonifère
- Rhyolite permienne
- Basalte
- Filons

ROCHES SEDIMENTAIRES

- Mylonites
- Permien - Carbonifère
- Alluvions - éluvions
- Pendages
- Failles

MER MÉDITERRANÉE

RADE D'HYÈRES

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 Km.

CARTE GÉOLOGIQUE DES MAURES

par Simone GUEIRARD

Publiée avec le concours du
CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

1959

Échelle : 1/100.000e

IMP. LOUIS-JEAN — GAP (H.-A.)